Jahrbuch der Astronomie und Geophysik


SIGILLVM · VNIVERSITATIS · CALIFORNIENSIS
FIAT LVX
MDCCCLXVIII
EX LIBRIS



JAHRBUCH

der

Astronomie und Geophysik.

Enthaltend die wichtigsten Fortschritte auf den Gebieten

der

Astrophysik, Meteorologie und physikalischen Erdkunde.

Unter Mitwirkung von Fachmännern

herausgegeben

von

Dr. Hermann J. Klein.

VII. Jahrgang 1896.

Mit 5 Lichtdruck- und Chromotafeln.



EDUARD HEINRICH MAYER
Verlagsbuchhandlung
Leipzig 1897.

JAHRBUCH

der

Astronomie und Geophysik.

Enthaltend die wichtigsten Fortschritte auf den Gebieten

der

Astrophysik, Meteorologie und physikalischen Erdkunde.

Unter Mitwirkung von Fachmännern

herausgegeben

von

Dr. Hermann J Klein.

VII. Jahrgang 1896.

Mit 5 Lichtdruck- und Chromotafeln.



EDUARD HEINRICH MAYER
Verlagsbuchhandlung
Leipzig 1897.

Inhaltsübersicht.



Geophysik.



Verzeichnis der Tafeln.

Astrophysik.

Die Sonne.

Sonnenstatistik 1895. Die Relativzahlen der Sonnenflecke für das Jahr 1895 sind von A. Wolfer festgestellt worden[1]) auf Grund der Aufzeichnungen in Zürich und an zwölf andern Orten. Die nachstehende Tabelle enthält die monatlichen Fleckenstände, und zwar bezeichnet *m* die Zahl der fleckenfreien Tage, *n* die Zahl der Beobachtungstage und *r* die mittlere Relativzahl.

1895	*m*	*n*	*r*
Januar	0	31	63.3
Februar	0	28	67.2
März	0	31	61.0
April	0	30	76.9
Mai	0	31	67 5
Juni	0	30	71 5
Juli	0	31	47.8
August	0	31	68.9
September	0	30	57.7
Oktober	0	31	67.9
November	1 ?	30	47.2
Dezember	0	31	70.7
Jahr	1 ?	365	64.0

Als mittlere beobachtete Relativzahl für 1895 ergiebt sich daher 64.0, und die Abnahme ist etwas stärker als von 1893 auf 1894.

Die wirkliche Schwankung der Fleckenhäufigkeit vollzog sich in der Weise, dass diese viermal im Laufe des Jahres zu einem Maximum anstieg, welches jedesmal sich vorwiegend auf einem bestimmten Gebiete der Sonnenoberfläche entwickelte und in diesem Gebiete durch zwei Rotationsperioden hindurch bestehen blieb, um nachher durch eine, etwa 5—7 Wochen dauernde, Periode geringerer Thätigkeit und homogenerer Verteilung derselben abgelöst zu werden. Der Verlauf der Fleckenkurve giebt sogar über die relative Lage dieser Maximumgebiete einige Anhaltspunkte: Das zweite und dritte Max. (26. Febr. und 26. April), sowie das erste und zweite Hauptminimum (13. Febr. und 10. Mai) sind je nahe um eine ganze An-

[1]) Astron. Mitteil. Nr. 87. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. in Zürich. 41. Sept. 1896 p. 233.

zahl, nämlich zwei, bezw. drei Sonnenrotationen von einander entfernt, also hat das zweite Hauptmaximum — im April und Mai — sich ungefähr in dem gleichen Gebiete wie das erste — im Januar und Febr. — entwickelt. Das vierte und fünfte Maximum dagegen (24. Mai und 9. Juli), sowie das zweite und dritte Hauptmaximum (10. Mai und 23. Juli) stehen nur wenig mehr als $1^1/_2$, bezw. $2^1/_2$ Rotationen von einander ab; deshalb muss das dritte Hauptmaximum — im Juli — sich an einer anderen Stelle als das erste und zweite gebildet haben, welche der vorigen ungefähr gegenüberlag, und an nahe dieser selben Stelle ist auch das vierte Hauptmaximum — im Oktober — aufgetreten, da die Abstände zwischen dem sechsten und siebenten Maximum (6. Aug. und 2. Okt.), sowie zwischen dem dritten und vierten Hauptminimum (23. Juli und 17. Oktober) wieder nahe zwei, bezw. drei Rotationen betragen. Mit andern Worten: In der ersten Hälfte des Jahres hat die Fleckenhäufigkeit zweimal, und zwar beide Male auf ungefähr demselben Gebiete der Sonnenoberfläche ein Maximum erreicht, welches je durch zwei Rotationen hindurch sich erhielt, während zwischen diesen beiden Maxima eine Periode relativer Ruhe herrschte. Derselbe Vorgang wiederholte sich in der zweiten Hälfte des Jahres in nahe gleicher Weise, aber an einer andern Stelle der Sonnenoberfläche, welche der vorigen ungefähr diametral gegenüberlag. Das Maximum am Ende des Jahres, das, wie schon bemerkt, sich nur während einer Rotation erhielt, folgt dem vorangehenden im Abstande von 44 Tagen, d. h. etwa $1^1/_2$ Rotationsperioden, und trennt sich also auch insofern deutlich von den Maxima des zweiten Halbjahres; sein Gebiet nähert sich wieder mehr demjenigen des ersten und zweiten Hauptmaximums. Die mittlere Stärke der Thätigkeit ist während des ganzen Jahres nahe dieselbe geblieben; nur sinken in der zweiten Hälfte des Jahres alle Minima durchweg etwas tiefer als in der ersten und deuten dadurch die langsam fortschreitende Abnahme der Thätigkeit an.

Es liegt in den oben gefundenen Resultaten ein neuer Hinweis auf die bemerkenswerte und für jede Sonnentheorie wichtige Thatsache, dass gewisse begrenzte Gebiete auf der Sonne von grösserm oder geringerm Umfange während längerer Zeiträume vorwiegend der Sitz starker fleckenbildender Thätigkeit bleiben, und dass der Thätigkeitsvorgang sich auf einem und demselben Gebiete mehrmals nacheinander intermittierend wiederholen kann, eine Thatsache, welche sich auch für die Fackelbildungen konstatieren lässt, und welche sicherlich mehr als jede andere darauf hinweist, dass die bestimmenden Ursachen dieser Vorgänge und ihres periodischen Verlaufes nicht ausserhalb des Sonnenkörpers oder seiner unmittelbaren Umgebung zu suchen sind. Auch wird durch diese Ergebnisse aufs neue, nach spezieller Richtung hin, die Analogie zwischen der Sonnenfleckenkurve und den Lichtkurven veränderlicher Sterne hervorgehoben, indem hier die Rotation des Gestirnes und eine be-

sondere Lokalisierung des Fleckenphänomens als die Ursachen gewisser Fluktuationen des letztern erscheinen, wie sie in ähnlicher Art bei manchen Veränderlichen auftreten und bei hinreichender Intensität der Erscheinung auch in der Helligkeit der Sonne bemerkbar werden müssten.

Die heliographische Verbreitung der Fackelbildung auf der Sonne ist von A. Wolfer studiert worden[1]) aus Veranlassung einer Zusammenstellung der Beobachtungen seit 1887. Hierbei stellte sich zunächst heraus, dass in dem Zeitraume von Anfang 1887 bis Mitte 1889 die sämtlichen Fackelgruppen einer äquatorialen Zone angehörten, deren äusserste Grenzen sich ungefähr 20° nördlich und südlich vom Äquator entfernten, und dass erst von Mitte 1889 an einzelne Fackelgruppen in höhern Breiten (25—30°) auftraten. Es liegt darin eine Bestätigung der für das Sonnenfleckenphänomen längst bekannten Thatsache, dass die nach einem Minimum neu erwachende Thätigkeit in höhern Breiten beginnt, während zugleich die letzten Thätigkeitsgebiete der abgelaufenen Periode in niedern Breiten erlöschen; der enge Zusammenhang, welcher zwischen Fackel- und Fleckenbildungen besteht, erklärt unmittelbar das entsprechende Verhalten der erstern. Das letzte Minimum fiel nach Wolf auf 1889.6, und diese Epoche entspricht genau dem eben genannten Zeitpunkte; die von August 1889 an in höhern Breiten auftretenden Fackelgruppen würden also die ersten Vorläufer der neuen Thätigkeitsperiode gewesen sein.

Sodann aber zeigte sich die weitere bemerkenswerte Thatsache, dass die Gesamtheit der von 1887—89 in niedern Breiten auftretenden Fackelgruppen mit geringen Ausnahmen sich um zwei ganz bestimmte Stellen der Sonnenoberfläche konzentrierte, welche einander diametral gegenüberstanden, während die von Mitte 1889 an in höhern Breiten sich zeigenden Gruppen in leicht ersichtlicher Weise von diesem Verhalten abwichen und also auch dadurch ihre vollständige Unabhängigkeit von den erlöschenden Thätigkeitsgebieten in der Nähe des Äquators zu erkennen gaben.

Zum Zwecke einer eingehendern Untersuchung dieser Verhältnisse hat Verf. das gesamte hierfür in Betracht kommende Beobachtungsmaterial, wie es in seinen heliographischen Karten enthalten ist, zusammengestellt und in einer Tafel veranschaulicht. Diese Zusammenstellung beginnt mit der Rotationsperiode Nr. 352, deren Anfang auf den 23. Januar 1887 fällt, und schliesst mit der Rotationsperiode 391, nämlich am 10. Januar 1890, weil nach dieser Zeit die Thätigkeitsgebiete niederer Breite vollständig erloschen waren. Weggelassen sind in ihr nur die wenigen Gruppen, welche von Mitte 1889 an in höhern Breiten auftraten; für alle vorangehenden Rotationen ist sie vollständig.

[1]) Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. in Zürich. 41. Jubelband.

In bezug auf die Vollständigkeit des Materiales ist zu bemerken, dass das Bild einer Fackelgruppe, wie es in den heliographischen Karten vorliegt, ein Mittelresultat aus den bei deren Eintritt und Austritt erlangten Beobachtungen, nämlich aus den heliographischen Ortsbestimmungen aller in der betreffenden Gruppe auftretenden einzelnen Fackeln ist, und da man eine Fackelgruppe in der Nähe des Sonnenrandes immer während 3—4 Tagen verfolgen kann, so sind Unvollständigkeiten nur da vorhanden, wo die Beobachtungsgelegenheiten während längerer Zeit, z. B. einiger Wochen, fehlten.

Ein Blick auf die Tafel lässt leicht folgende Thatsachen erkennen:

1. Die vorhandenen Fackelgruppen verteilen sich, wie bereits bemerkt wurde, keineswegs gleichmässig auf die äquatoriale Zone, sondern sie bilden zwei vollkommen deutlich geschiedene Hauptgruppen, deren Mittelpunkte um etwas mehr als 180° in der Richtung des Äquators auseinanderliegen. Jede der beiden Gruppen erstreckt sich von ihrer Mitte aus um durchschnittlich 60° nach beiden Seiten hin, umfasst also einen schmalen Gürtel von ca. 120° hel. Länge; es bleiben demnach zwischen ihnen zwei Zwischenräume von je ungefähr 60° Länge, welche nur mit wenigen kleinen Fackelgruppen besetzt sind und die beiden Hauptgruppen hinreichend scharf von einander trennen. In beiden Gruppen herrschen die negativen Breiten vor, die Mittelpunkte beider liegen also etwas südlich vom Äquator. Die nähere Vergleichung der einzelnen Fackelgruppen nach ihrer Lage lässt deutlich erkennen, dass manche derselben während einer Reihe aufeinanderfolgender Rotationen bestehen geblieben sind, dass aber immerhin zahlreiche Neubildungen und Auflösungen stattgefunden haben. Die Gruppe mit den grössern Normallängen, welche in der Abhandlung mit I bezeichnet ist, erscheint etwas schwächer mit Einzelgruppen besetzt als II, und zwar ist die Verschiedenheit nicht einer teilweisen Unvollständigkeit des Materiales zuzuschreiben, sondern sie ist reell.

2. In beiden Hauptgruppen zeigt sich eine ausgesprochene, nahe der Zeit proportionale Zunahme ihrer heliographischen Normallängen, also eine scheinbare Ortsveränderung der beiden Gruppen auf der Sonnenoberfläche, und zwar für beide in nahe gleichem Betrage. Dieselbe Tendenz lässt sich auch bei der Mehrzahl derjenigen Einzelgruppen wahrnehmen, welche durch mehrere aufeinanderfolgende Rotationen hindurch sich erhalten haben; doch kommen in einigen solchen Fällen auch beträchtliche Abweichungen von dieser Regel vor.

Es hat sich somit spätestens von 1887 an bis zum Erlöschen der Thätigkeit in niedern Breiten die Bildung von Fackeln um zwei Hauptzentren gruppiert, welche in unmittelbarer Nähe des Äquators einander nahe diametral gegenüber lagen, und in deren Umgebung die Ursache, auf welche die Entstehung der Fackeln zurückzuführen ist, sich während der ganzen drei Jahre in wenig veränderter und erst in der zweiten Hälfte von 1889 abnehmender Stärke erhalten haben muss. Nur im kleinern Teile der in diesen beiden Gebieten auftretenden Fackelgruppen fanden zugleich Fleckenbildungen statt, und diese würden weder ihrer Zahl, noch ihrer Beständigkeit nach hinreichen, um für sich allein eine ähnliche systematische Verteilung, wie sie für die Fackeln konstatiert ist, erkennen zu lassen. Es liegt darin ein neuer Hinweis darauf, ein wie viel vollständigeres und deutlicheres Bild, als es durch das Flecken-

phänomen allein geboten wird, man durch die Fackelbildungen von der Verteilung und dem zeitlichen Verlaufe der Sonnenthätigkeit erlangt.

Die Erklärung der systematischen Zunahme der Normallängen beider Gebiete ist unter allen Umständen darin zu suchen, dass der rein willkürlich angenommene Rotationswinkel der Sonne, welcher den Normallängen zu Grunde liegt, nicht genau derjenigen Rotationsgeschwindigkeit entspricht, welche durch die mittlere Bewegung des gesamten hier betrachteten Fackelkomplexes ausgedrückt ist; diese Geschwindigkeit war, da ein Vorrücken im Sinne der Normallängen, also im Sinne der Sonnenrotation stattgefunden hat, etwas grösser als der nach Spörer angenommene tägliche Wert von 14.2665°. Ob diese grössere Geschwindigkeit nur den Fackelgruppen selbst oder ihrer erzeugenden Ursache oder endlich der ganzen Zone der Sonnenoberfläche, in welcher jene auftraten, zuzuschreiben ist, lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden. Der Umstand aber, dass der allgemeine Charakter der Bewegung nicht bloss innerhalb der beiden Hauptgruppen, sondern auch für beide Gruppen derselbe ist, macht die letzte Annahme etwas wahrscheinlicher. Eine Untersuchung über die Abhängigkeit der Rotationsbewegung von der heliographischen Breite kann natürlich nicht beabsichtigt sein. Neben der Ermittelung der ungefähren heliographischen Lage der Mittelpunkte beider Hauptgruppen, in deren Umgebung die Ursache der Fackelbildung vorwiegend bestanden haben muss, kann es sich nur um die Bestimmung desjenigen mittlern Rotationswinkels handeln, welcher der scheinbaren Bewegung der gesamten hier behandelten Fackelgruppen am besten entspricht. Eine derartige Zusammenfassung wird um so eher gestattet sein, als in unmittelbarer Nähe des Äquators die Änderung des Rotationswinkels mit der Breite nach Massgabe der bekannten Formeln von Spörer und Faye sehr langsam stattfindet; zugleich fällt auch die Notwendigkeit einer getrennten Behandlung der nördlich und südlich vom Äquator auftretenden Fackelgruppen weg. (Als mittlerer täglicher Rotationswinkel ergaben sich für die beiden untersuchten Hauptgruppen in der mittlern heliozentrischen Breite von —5.5° der Wert von 14.40°. Die Fleckenbeobachtungen von Spörer und Faye ergeben nahezu übereinstimmend 14.33°.)

Es besteht also auch in diesem Falle wieder eine bemerkenswerte Übereinstimmung zwischen der durch Fackelbewegung gegebenen Rotationsgeschwindigkeit der Sonne und dem aus Fleckenbewegungen abgeleiteten Rotationsgesetz. Dagegen entspricht nach den Beobachtungen von Dunér und der dieselben darstellenden Formel der obigen Breite ein Rotationswinkel von 14.02° für die Sonnenoberfläche selbst, und dieser bleibt um 0.38° hinter dem oben gefundenen zurück.

Kohlenstoff und Sauerstoff in der Sonne. Im Jahre 1887 haben Hutchins und John Trowbridge gezeigt, dass schwache Linien

des Kohlenstoffs im Sonnenspektrum zu erkennen sind, dass dieselben aber durch Eisenlinien fast völlig verdeckt werden. Als Trowbridge den elektrischen Lichtbogen zwischen Elektroden, die aus 28% Eisen und 72% Kohlenstoff innig gemischt bestanden, überspringen liess, wurden die Linien des Kohlenstoffs von den Eisenlinien fast ebenso verdeckt, wie im Sonnenspektrum. Trowbridge schliesst daraus, dass 28% Eisen in der Sonnenatmosphäre genügen würden, um das Spektrum von 72% Kohlenstoff zu verdecken. Die beiden genannten Physiker haben Sauerstoff in der Sonnenatmosphäre nicht nachweisen können, während früher Draper dessen Anwesenheit dort (mit unzureichenden Gründen) behauptet hat. Wäre Sauerstoff auf der Sonne, so müssten dessen hellste Linien, welche mit Eisenlinien zusammenfallen, diese im Sonnenspektrum schwächen, was den Untersuchungen von Hutchins und Trowbridge zufolge nicht stattfindet[1]).

Die Erscheinungen der Sonnenoberfläche hat J. Fényi, S. J., von neuen Gesichtspunkten aus zu erklären versucht[2]).

Diesen Untersuchungen liegen nur zwei Annahmen zu grunde. Die erste ist, dass die enormen Bewegungen, welche die Beobachtung der Protuberanzen zeigt, wirkliche Massenbewegungen sind. Es ist eine Forderung der gesunden Kritik, dass wir das, was wir sehen, als etwas Wirkliches annehmen, bis es bewiesen ist, dass eine Täuschung vorliegt, dass mithin den Erscheinungen eine andere Erklärung gegeben werden muss.

Die zweite Annahme ist, dass die Erscheinungen der Protuberanzen im leeren Himmelsraume sich abspielen. Dass auch diese Annahme richtig ist, soll eben die folgende Untersuchung zeigen. Es werden dadurch die grössten Schwierigkeiten behoben, ohne dass sich neue ergeben.

»Betrachten wir den Fall, dass eine Wasserstoffkugel von 10000° Temperatur plötzlich in den leeren Raum versetzt würde; unter leerem Raum wollen wir nur einen solchen verstehen, wie jener, in welchem die Planeten sich bewegen. Geben wir der Kugel den Radius von 5800 *km*; ihre Grösse wird ungefähr der des Erdballes gleichkommen, und sie wird in der Entfernung der Sonne 16" Durchmesser zeigen und dem Beobachter als ein kleines Protuberanzwölkchen erscheinen. Die Kugel wird sich natürlich mit explosionsartiger Gewalt auszudehnen suchen; die Geschwindigkeit, mit welcher die erste Schicht sich zu entfernen sucht, ist aber immerhin doch eine beschränkte, sie ist gleich der theoretischen Geschwindigkeit, mit welcher sich das gegebene Gas in den leeren Raum ergiesst; die Rechnung ergiebt 9.250 *km* in der Sekunde. Man sieht sogleich, dass schon diese Schnelligkeit den Geschwindigkeiten der Protuberanzen nicht an die Seite gestellt werden kann. Offenbar kann aber auch diese Bewegung nicht in einem Augenblick die ganze Kugel ergreifen; es wird eine gewisse Zeit brauchen, bis der Ausdehnungsprozess bis zum Mittelpunkt vorschreitet. Die Geschwindigkeit dieses Vorschreitens kann nicht grösser sein als die Geschwindigkeit, mit welcher überhaupt eine Druckdifferenz im gegebenen Gase sich ausbreitet. Wir haben auch hier die rein theoretische Formel anzuwenden, ohne den Koeffizienten, welcher das Verhältnis der spezifischen Wärme bei konstantem Druck zu jener bei konstantem Volumen ausdrückt; wir erhalten so die Geschwindigkeit von 6581 *m* in der Sekunde. Hieraus ergiebt sich aber das sehr bemerkenswerte Resultat, dass es volle

[1]) Phil. Mag. [5.] **41.** p. 456.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3355.

$14^m\ 41^s$ dauern muss, bis der Prozess der Ausdehnung im Zentrum anlangt. Es möge diese Zeit im folgenden kurz das Intervall der Expansion genannt werden. Es wird demnach 7^m, nachdem die angenommene Kugel in den leeren Raum versetzt worden, im Innern derselben eine Kugel, deren Halbmesser nur die Hälfte der gegebenen beträgt, von der Expansion noch nicht erreicht sein und wird daher ganz unverändert leuchten müssen.

Dieses Zeitintervall von 7^m ist schon mehr als genügend, um die Sichtbarkeit eruptiver Protuberanzen zu erklären. Als Beispiel möge hier die von mir am 30. September 1895 beobachtete und in A. N. 3335, p. 361 ausführlich beschriebene eruptive Protuberanz angeführt werden. Die kleinen Wölkchen, welche die höchste Stelle einnahmen, befanden sich nach der genauen Messung um $10^h\ 14^m\ 22^s$ in 472″ Höhe; 6^m später, das ist um $10^h\ 20^m\ 11^s$ aber hatten sie schon die Höhe von 688″ erreicht und verschwanden. Wenn diese Wölkchen, die ungefähr die Grösse unserer Kugel hatten, auch die Temperatur von 10000° besassen, so konnten sie in der Höhe von 472″ in den leeren Raum eingetreten sein und mussten doch noch mindestens 6^m lang sichtbar bleiben, bis sie die Höhe von 688″ erreicht hatten. Ähnliches wurde bei andern Gelegenheiten beobachtet.

Die an eruptiven Protuberanzen beobachteten Erscheinungen sind ohne Schwierigkeit zu erklären, wenn wir annehmen, dass die Wasserstoffmassen über die Atmosphäre der Sonne hinaus in den leeren Himmelsraum geschleudert werden. Bei der enormen Schnelligkeit der Protuberanz hat das Hydrogenium (Wasserstoff) nicht Zeit, sich während des Anstieges auszudehnen; ja die Expansion kann das Innere nicht einmal erreichen. Bei der ungeheuren Grösse der Massen treten die Molekularkräfte, selbst bei so hohen Temperaturen, ganz in den Hintergrund; die Gase sind wie kompakte Massen zu betrachten, etwa wie ein Regentropfen, der im Falle an seiner Oberfläche zwar verdunstet, aber nicht verschwindet. Wir sind demnach durchaus nicht genötigt, der Atmosphäre der Sonne dieselbe Höhe zuzusprechen, welche die Protuberanzen bisweilen erreichen. Man hat allerdings bisher schon eine grosse Verdünnung derselben angenommen, ja man hat sie bezeichnender Weise eine unvorstellbare genannt, an der grossen Höhe aber festgehalten. Geht man darin über alle Grenzen hinaus, so kommt man zu einer Verdünnung, die mit der Abwesenheit einer Atmosphäre in der Anwendung gleichbedeutend ist; eine Atmosphäre, welche sich in keiner Weise bemerkbar machen darf, ist eine überflüssige Hypothese. Die Atmosphäre der Sonne muss allerdings nach den verschiedenen Berechnungen eine grosse Höhe erreichen, allein nicht über der Photosphäre; wir können den Grund derselben tief unter die letztere verlegen.

Möge man aber auch an einer namhaften Höhe einer überaus dünnen Atmosphäre festhalten; im Vorstehenden ist jedenfalls gezeigt, dass wir keineswegs genötigt sind, auch den dort leuchtenden Protuberanzen unvorstellbare Verdünnung zuzuschreiben, welche in Hinsicht auf den raschen Aufstieg der Gebilde durchaus unmöglich ist; ja wir können der Protuberanz selbst im leeren Raume ganz beliebige Dichte geben, der Prozess der Zerstreuung muss doch mit derselben Schnelligkeit verlaufen. Die Sichtbarkeit der Erscheinung muss stets dieselbe Dauer haben; denn die Schnelligkeit, mit welcher die Expansion vorschreitet, ist von der Dichte des Gases unabhängig.

Das Expansions-Intervall steht im geraden Verhältnisse mit dem Durchmesser der Masse und ist der Quadratwurzel der absoluten Temperatur umgekehrt proportioniert. Geben wir unserer Kugel den Durchmesser von 64″, so würde sie doch nur eine gewöhnliche Protuberanz darstellen; es würde aber schon eine volle Stunde dauern, bis die Expansion zum Zentrum gelangt. Hingegen würde eine Temperatur von 40000° das Expansions-Intervall auf die Hälfte reduzieren; höhere Temperatur hat

also gerade schnellere Auflösung zur Folge, nicht aber längere Sichtbarkeit der Protuberanz.

Hieraus erklärt sich eine sehr auffallende Eigentümlichkeit der eruptiven Protuberanzen. Ich habe nämlich bisher immer bemerkt, dass je schneller der Aufstieg einer Protuberanz vor sich geht, um so rascher auch die Auflösung erfolgt. Wir sind nun berechtigt, eruptiven Protuberanzen eine höhere Temperatur zuzusprechen, sowohl weil sie grössern Tiefen entstammen, als auch weil sie vermöge des raschern Aufstieges mit höherer Temperatur oben ankommen müssen, als die gewöhnlichen Gebilde. Höhere Temperatur verrät auch die ungewöhnliche Helligkeit derselben. So erklärt die höhere Temperatur die raschere Auflösung, während in der Voraussetzung, dass die Protuberanz durch adiabatische Ausdehnung in einer Atmosphäre abkühle, eine längere Sichtbarkeit zu erwarten wäre.

Die hier gegebene Erklärung der Erscheinungen findet eine vorzügliche Bestätigung in der Art und Weise, wie eine abgetrennt schwebende Protuberanz sich aufzulösen pflegt. Ich habe im Laufe meiner nunmehr zehnjährigen Beobachtungen unzählige Male diesen Vorgang vor Augen gehabt und beobachtend verfolgt. Die Auflösung geschieht nicht in der Weise, dass die Protuberanz an Grösse zunimmt und dabei erblasst, wie es eine die ganze Masse durchdringende elastische Ausdehnung zur Folge haben müsste; sondern die Protuberanz verschwindet von aussen nach innen, ganz in der Weise, wie unsere Wolken sich auflösen. Wenn dabei auch der Glanz erblasst, so erklärt sich dieses schon daraus, dass mit der Abnahme des Durchmessers auch die lichtgebende Strecke kürzer wird. — Kehren wir zu unserer Kugel zurück.

Die äusserste Schicht wird sich mit der Geschwindigkeit von 9250 *m* in der Sekunde in der Richtung des Kugelradius in den leeren Raum ergiessen. Die dieser Bewegungsgrösse entsprechende Wärmequantität muss der bewegten Schicht allein entnommen werden, weil die Expansion das Innere noch unverändert lässt. Da durch diese Ausdehnung keine äussere Arbeit verrichtet wird, so können wir uns bei der Bestimmung der Wärme nur auf die Energiegleichung stützen, nach welcher in jedem Körper, der weder etwas abgiebt, noch empfängt, die Summe der potentiellen und aktuellen Energie unverändert bleiben muss.

So erhalten wir als Temperatur, auf welche die Schicht im ersten Moment plötzlich sinken muss, 3158°. Es wird aber auch diese nicht länger bestehen können; dass strömende Gas muss sich infolge dessen noch weiter ausdehnen, bis die ganze lebendige Kraft der Moleküle in Massenbewegung umgesetzt ist. Die Temperatur wird dann = 0, der Druck ebenfalls = 0, und die also zerstreuten Moleküle werden mit der konstanten Geschwindigkeit von 11 335 *m* ihren Weg im leeren Raum fortsetzen. Dieser vollständige Umsatz in Massenbewegung erfolgt sehr schnell; H. Hirn hat seiner Zeit experimentell bewiesen, dass er sich schon in dem Ausflussrohr eines Gasometers vollzieht, vgl. »La cinétique moderne et le dynamisme de l'avenir«, pag. 55.

Diesem Prozess der Zerstreuung fällt nun eine Schicht nach der andern anheim, so wie die Expansion nach innen vorschreitet. Die äussern Schichten bilden für die innern kein Hindernis, weil jede äussere Schicht in jedem Augenblick eine grössere Geschwindigkeit erlangt haben muss, als die innere eben annehmen soll.

Obwohl wir hierbei einen absolut leeren Raum annahmen, haben wir doch das Wesentliche der Erscheinung mit Sicherheit festgestellt, denn es können sich offenbar die Verhältnisse nicht namhaft anders gestalten, wenn wir auch eine im Himmelsraume zulässige Dichte und als Temperatur etwa — 150° C. annehmen wollen.

Wollen wir den Zustand einer innerhalb der Atmosphäre aufsteigenden Protuberanz beurteilen, so müssen wir vor allem die enormen Druck-

unterschiede auf der Sonne beachten. Um für diese einen kleinsten Wert zu erhalten, unter welchen man absolut nicht herabgehen darf, wollen wir annehmen, dass durch die ganze Atmosphäre hindurch die gleiche Temperatur herrsche. (Verf. teilt nun eine Formel mit, aus welcher sich als Resultat der Berechnung ergiebt, dass durch eine Erhebung von nur 104 *km* der Druck auf die Hälfte sinken muss. Das Resultat hat allgemeine Gültigkeit, solange das Gay-Lussac'sche Gesetz seine Gültigkeit behält.)

Hieraus ergeben sich sogleich die beachtenswerten Folgerungen:

I. Der Druck in der Chromosphäre oben, also etwa 6" höher, muss 10^{12} mal kleiner sein als am Grunde derselben.

II. Eine Protuberanz von 16" Durchmesser, also von der Grösse unserer angenommenen Kugel, muss an der Spitze unter 10^{33} mal geringerm Druck stehen, als an ihrer untern Fläche. Ähnliche Druckverhältnisse müssen auch im Innern der Protuberanz selbst herrschen, weil dasselbe Gesetz auch in den Tiefen Geltung hat, wo die Protuberanz ihren Ursprung hatte.

III. In Hinsicht auf die Raschheit des Anstieges ist als Grundsatz festzuhalten, dass keine Protuberanz im Zentrum einen kleinern Druck haben kann, als jene Schicht besass, wo die Protuberanz um die Expansionszeit früher sich befunden hatte. Wenden wir dieses wieder auf unsere Kugel von 16" Durchmesser und 10 000° Temperatur an, indem wir derselben die sehr geringe Geschwindigkeit des Anstieges von nur 10 *km* per Sekunde beilegen. Der Expansionszeit von $14^m 41^s$ gemäss müsste sie im Zentrum noch eine Dichte haben, welche der Atmosphäre in mindestens um 8810 *km* grösserer Tiefe zukommt. Dieser Druck muss also um 10^{24} mal grösser sein als der Druck der umgebenden Atmosphäre.

Aus letzterm geht doch ohne Zweifel hervor, dass eine solche Protuberanz ebenso im Zustande der Zerstreuung sich befinden muss, wie im leeren Raume. Weniger als 10 *km* Geschwindigkeit können wir in der Diskussion der Beobachtungen im allgemeinen nicht mehr annehmen, weil im leeren Raume die Zerstreuung selbst schon mit 6 *km* Geschwindigkeit die oberste Schicht zerstört; es würde also dadurch der Anstieg für den Beobachter aufgehoben werden, oder die Protuberanz würde überhaupt nicht gesehen werden.

Die hier entwickelte Ansicht, dass auch die gewöhnlichen Protuberanzgebilde sich im Zustande der Zerstreuung befinden, findet in den Beobachtungen insofern eine Stütze, als auch die niedern Protuberanzen in ihrer feinen Struktur beständig sich ändern, während sie an derselben Stelle sichtbar bleiben. Sie scheinen in beständiger Bildung und Auflösung ihre Existenz zu haben. Es erklärt sich auch hieraus ungezwungen die ebenso eigentümliche als gewöhnliche Struktur der meisten Protuberanzen; sie stellen ein Bündel von Lichtsäulen oder vertikalen Bändern und Fäden dar, die hoch ausgezogen in haarfeine Spitzen auslaufen. In den Lichtbändern sehen wir die emporschiessenden Gasstrahlen in den so feinen Spitzen den letzten, durch Zerstreuung verschwindenden Kern derselben. Dieselbe Erscheinung sehen wir in den grasförmigen Spitzen der Chromosphäre.

Die hier behandelten Vorgänge der Zerstreuung im leeren Himmelsraume über der Sonne ergeben von selbst eine natürliche Erklärung der Erscheinung der weissen Protuberanzen, die nur bei totalen Sonnenfinsternissen gesehen werden, welche die roten Protuberanzen wie verwaschene Hüllen mit Silberschein umgeben. Sie bestehen aus dem von den Protuberanzen aus sich zerstreuenden Gas, das, zu Staubnebel verdichtet, das Sonnenlicht nun reflektiert. Diese Erscheinung ergiebt sich als eine notwendige Folge des Zerstreuungsprozesses der aufgestiegenen Protuberanz. Die Temperatur des im leeren Raum sich zerstreuenden Gases muss gegen absolut = 0° sinken; die Spannkraft wird dadurch ebenfalls Null, und die nebelförmige Masse eilt mit der konstanten Geschwindigkeit der aufsteigenden Protuberanz, vermehrt um die Geschwindigkeit der Moleküle,

in den Weltraum hinaus.« Verf. giebt nun eine Berechnung der Dichte dieser Nebel und fährt dann fort:

»Die mit der angegebenen Geschwindigkeit begabte Materie wird in geschlossener Form nunmehr frei in den Himmelsraum hinausströmen und nur mehr unter den Einfluss der Gravitation fallen, welche ihre radiale Bewegungsgrösse allmählich aufheben und den durch die Sonnenstrahlung unterdessen wieder erwärmten Wasserstoff in unsichtbaren Strömen zur Sonne zurückführen wird.

Da wir den Prozess der Zerstreuung nicht nur auch auf die niedern Protuberanzen ausdehnen müssen, sondern selbst in den Spitzen der Chromosphäre noch erkennen, so erklärt sich aus dem zerstreuten Wasserstoff, dass die Sonne von allen Seiten mit einer glänzend weissen Hülle umgeben ist.

Unsere bisherigen Ansichten über die Atmosphäre der Sonne erfahren durch diese Erklärungen eine wesentliche Modifikation. Wenn wir unter Atmosphäre eines Himmelskörpers die auf demselben ruhende Gashülle verstehen, so könnte eine solche nur wenig höher angenommen werden, als die Chromosphäre, die sich schon durch die unmittelbare Anschauung als solche darbietet. Über derselben befindet sich nur noch zerstreuter Wasserstoff (mit ähnlichen Gasen), der in seiner Staubform ein kontinuierliches Spektrum giebt, von der Sonne aber erwärmt, die Linien des Hydrogeniums sehr wohl zeigen kann und muss, eine Atmosphäre aber in keinem Falle konstituiert, weil diese Massen, mögen sie auch Gasform angenommen haben, nicht auf dem Sonnenkörper ruhen, sondern, kosmischen Körpern gleich, im leeren Himmelsraum gegen die Sonne gravitieren. Wir mögen sie daher passender Gasmeteore nennen, welche in verschiedenster Form und verschiedenstem Zustande durch einander die Sonne umgeben, wie eine Atmosphäre. Sie bilden die Corona der Sonne.

Gewaltige Eruptionen, die sich von den gewöhnlichen Protuberanzen durch ihre enormen Bewegungserscheinungen so auffallend unterscheiden, müssen natürlich Ströme liefern, welche die Grenzen der niedern Corona weit überschreiten; sie bilden notwendiger Weise die grossen Strahlen der Corona, die besonders zu Zeiten grösserer Sonnenthätigkeit in den launenhaftesten Formen beobachtet werden. Ihre enormen Längen bieten keine Schwierigkeit, weil eruptive Protuberanzen schon öfters Geschwindigkeiten aufwiesen, welche selbst das Potential der Sonne übertreffen. So besass auch die schon oben erwähnte Protuberanz vom 30. September 1895 noch in der Höhe von 11′ 448 *km* Geschwindigkeit, während doch das Potential in dieser Höhe nur 409 *km* zu erzeugen vermag. Diese Eruption musste einen Strahl hervorbringen, der in gerader Richtung ohne Ende sich in den Himmelsraum erstreckte. Solche Strahlen wurden auch bei Sonnenfinsternissen schon beobachtet.

Diese Erklärung der Corona findet eine bedeutungsvolle Bekräftigung in den Resultaten, zu welchen J. M. Schäberle, Astronom des Lick-Observatoriums, durch seine eingehenden Untersuchungen der äussern Formen der Corona gelangte. Er fand, dass alle Coronastrahlen, welche auf den bei der totalen Sonnenfinsternis am 16. April 1893 in Mina Bronces in Chile aufgenommenen Photographien zu sehen sind, mit elliptischen und parabolischen Bahnen zusammenfallen, in deren Focus sich die Sonne befindet, ja er konnte selbst die einzelnen Strahlen auf ihre Eruptionszentra zurückführen, die in der That auf der Sonne erkennbar waren. Er hält es schon aus seinen Untersuchungen für sichergestellt, dass die Strahlen der Corona nichts anderes sind, als die Ströme der im reflektierten Licht leuchtenden von der Sonne ausgeworfenen Materie. Besonders beachtenswert ist, dass, wie er noch ausdrücklich bemerkt, die Ströme gar keinen Widerstand des Mittels erkennen lassen, ein Geständnis, das um so wertvoller ist, als er selbst die Erscheinungen unter Annahme einer hohen Sonnenatmosphäre zu deuten sucht. Ich sehe hierin, durch die Be-

obachtung bestätigt, dass sich diese Erscheinungen der sogenannten Sonnenatmosphäre im leeren Raum abspielen. Wenn wir beachten, dass unsere Meteore, die doch kompakte Massen sind, schon in 40 Meilen Höhe in unserer Atmosphäre aufleuchten und schon in der Höhe von mehrern Meilen vollständig gehemmt werden, so müssen wir es für unmöglich erkennen, dass die äusserst feinen Nebel der Corona in irgend einer Atmosphäre ungestörte Bahnen mit so enormer Geschwindigkeit durchlaufen können. Sie verlangen zum mindesten denselben leeren Raum wie die Kometen, die durch dieselben Räume ihren Lauf zu nehmen haben.

Es wurden allerdings schon vor Jahren die weissen Protuberanzen von H. P. Tacchini als staubförmige Gebilde angesehen und andererseits auch die Corona in ähnlicher Weise aufgefasst; allein durch die hier zu Grunde gelegte Untersuchung wird der Ursprung dieser staubartigen Materie gezeigt und durch die Annahme eines leeren Raumes an Stelle der bisherigen hohen Sonnenatmosphäre für die Strömungen der Coronastrahlen freie Bahn geschaffen.

Unsere Annahme, dass wir in den Coronastrahlen den zerstreuten Wasserstoff in Staubform sehen, findet ebenfalls in den Beobachtungen des H. Schäberle eine interessante Stütze. Er bemerkt, dass die hohen Bahnen dieser Ströme nur teilweise sichtbar sind, indem selbst schon der eine sichtbare Ast nur bis zu gewisser Höhe vorhanden erscheint, die Vollendung in der Höhe aber fehlt. Wir erklären dieses daraus, dass der anfangs verdichtete Wasserstoff oder ähnliche Gase auf ihrer Bahn, durch die intensive Sonnenstrahlung erwärmt, Gasform angenommen und so unsichtbar geworden sind. Sehen wir uns die Umstände näher an.

Eine Bahn, die sich zu einer Höhe erhebt, welche dem Sonnenhalbmesser gleichkommt, würde zum Anstieg 69^{m} fordern; es müsste also die Staubform etwa 30^{m} lang in der Sonnenstrahlung bestehen können, wenn ungefähr $^{2}/_{3}$ der Bahn sichtbar sein soll.

Folgende Tabelle enthält die Zahlendaten, welche bei der Beurteilung der gegebenen Erklärungen zur Geltung kommen:

Höhe des Aufstiegs (Sonnenradius = 1)	0.1	0.3	0.5	0.7	1.0	2.0
Anfangsgeschwindigkeit in *km* per ^{s} .	184.4	293.7	353.0	392.4	432.4	499.2
Erhebungszeit . .	12^{m}53^{s}	25^{m}43^{s}	37^{m}33^{s}	49^{m}33^{s}	69^{m} 0^{s}	183^{m}19^{s}

In Erwägung, dass die Eisnadeln unserer Cirruswolken überhaupt sich unverändert in der Sonnenstrahlung erhalten, dürfte diese Erklärung nicht unannehmbar erscheinen.

Jene Ströme, welche schon Gasform angenommen haben, geben ferner eine Erklärung des von Janssen bekannten photosphärischen Netzes, das schon H. Janssen selbst aus den Bewegungen der Sonnenatmosphäre erklärte. Die hier behandelten Strömungen geben eine insofern vollständigere Erklärung, als auch die grosse Veränderlichkeit dieses Netzes im Zeitraum von 1—2 Stunden mit den hier anzunehmenden Fallzeiten in bester Übereinstimmung steht.

In ganz gleicher Weise erklärt sich dieselbe Veränderlichkeit in den Strahlen der Corona selbst; sie entspricht natürlich den ganz gleichen Erhebungszeiten unserer Ströme.

Schliesslich erklärt die Gasform der zurückkehrenden Ströme, dass das Spektroskop nicht nur in den Coronastrahlen, sondern ebenso auch in den Zwischenräumen derselben die Linien des Wasserstoffs aufweisen kann.

Erklärung der Sonnenfackeln. Die von der Sonne mit enormer Geschwindigkeit in den leeren Raum geschleuderten Hydrogenium-Massen müssen natürlich unter dem Einflusse der Gravitation alleinstehend in geraden oder krummen Bahnen zur Sonne wieder zurückkehren. Sie werden mit derselben Geschwindigkeit auf der Oberfläche derselben ankommen, mit welcher sie ausgegangen sind, und müssen demnach Meteoren gleich in die Sonnenatmosphäre einschlagen. Schon in den höchsten Schichten der Atmosphäre werden sie daher, je nach dem Masse der eintretenden Hemmung, enorme Wärmegrade hervorrufen, welche die Wärme der übrigen Oberfläche weit übersteigen, da nun nicht nur die durch Zerstreuung des Gases verlorene Wärme wieder gewonnen werden muss, sondern auch die enorme Bewegungsgrösse der rasch aufsteigenden Protuberanz in Wärme verwandelt wird, die noch vermehrt wird durch jene, welche durch die Strahlung der Sonne gewonnen wurde. Dass die so hoch erhitzten Stellen der Oberfläche auch heller leuchten müssen, kann wohl nicht bezweifelt werden. Solche hellern Stellen der Oberfläche sind bekanntlich die Sonnenfackeln. Die Verhältnisse ihrer Beobachtung stimmen recht gut mit der Annahme überein, dass sie eben nichts anderes sind, als jene Stellen, wo die Ströme der die Sonne umgebenden Gasmeteore auf dieselbe niederstürzen. Die Ströme werden zwar in ihrer Bahn in grossen Höhen sich etwas ausbreiten, allein in der Nähe der Oberfläche mit den dort häufigen Gegenströmen zusammentreffen und in Bahnen gelenkt werden, welche jene langgezogenen Formen erzeugen können, die den Fackeln eigentümlich sind. Dass sie die Fleckenzone nicht weit überschreiten und um die Fleckengruppen dichter stehen, erklärt sich daraus, dass dort die Eruptionen auftreten, deren Folgen sie eben sind.

Ich möchte an diesem Orte nur zwei Eigentümlichkeiten der Fackeln besprechen, deren besonders einfache Erklärung auf Grund der entwickelten Anschauungen eine vortreffliche Bestätigung derselben ausmacht. Die Fackeln werden bekanntlich nur gegen den Sonnenrand zu für den Beobachter sichtbar. Man hat diese Erscheinung bisher mit der Annahme zu erklären gesucht, dass die Fackeln erhöhte Stellen der Photosphäre sind, welche infolge dessen von der zunehmenden Absorption gegen den Rand zu weniger geschwächt werden als die tiefer liegende Photosphäre. Wenn die Fackeln jene Stellen sind, wo die Gasmeteore in die Sonne einschlagen, so ist damit auch ihre höhere Lage erklärt, zwar nicht durch eine höhere Lage der Photosphäre, welche durch die Beobachtung am Sonnenrand sich durchaus nicht bemerkbar macht, sondern durch die Anhäufung und ein hohes Glühen der auf die Sonne herabstürzenden Gase, welche ja schon in den höchsten Schichten aufleuchten und sich stauen müssen. Dies findet sich auch durch die Beobachtung auffallend bestätigt. Schrieb doch P. Secchi vor vielen Jahren: lorsqu'une facule est au bord solaire tout au moins la chromosphère est plus vive et plus haute. Ich selbst habe auch schon vor Jahren dasselbe bemerkt und ausgesprochen. Diese Übereinstimmung der ohne irgend eine Präoccupation gemachten Beobachtungen ist von grosser Bedeutung für die Richtigkeit unserer Anschauungen. Eine geringere Absorption muss noch überdies auch die gewaltige Erhitzung der absorbierenden Schicht selbst zur Folge haben. Da die Fackeln bei ihrem Überschreiten des Sonnenrandes höchstens geringe Erhöhungen der Chromosphäre erkennen lassen, so dürfen wir auch der äussersten Sonnenatmosphäre keine merklich grössere Höhe zuschreiben, als die Chromosphäre erreicht. Indem wir die Höhe derselben soweit herabsetzen, ist auch die Frage gelöst, warum der Wasserstoff über der Chromosphäre so plötzlich nicht leuchtet, während doch eine stehende Sonnenatmosphäre unmöglich so kalt sein kann.

Wir wollen uns nicht verhehlen, dass die lang andauernden Protuberanzen unserer Annahme eines leeren Raumes Schwierigkeit bereiten, allein es ist zu beachten, dass durch die Annahme einer jedenfalls sehr

dünnen hohen Atmosphäre die Schwierigkeit nicht gehoben wird, weil, wie in den frühern Ausführungen gezeigt wurde, die Protuberanzen in einer solchen Atmosphäre im ganz gleichen Zustande der Zerstreuung sich befinden müssen, wie im leeren Raume. Die Lösung muss anderswo gesucht werden.

Eine zweite sonderbare Eigentümlichkeit der Fackeln ist, dass sie gerade die den Protuberanzen eigenen Linien sehr hell zeigen, so namentlich die mit K bezeichnete Linie, so dass es den Astronomen Hale und Deslandres möglich wurde, die Fackeln mitten auf der Sonnenscheibe zu photographieren. Bei der Entdeckung dieser Erscheinung war man geneigt, die Fackeln geradezu für die projizierten Formen der Protuberanzen zu halten. Diese Annahme wird allerdings durch die alltägliche Beobachtung widerlegt. Dass aber die Fackeln dennoch dieselben Linien aufweisen, erklärt sich sehr natürlich daraus, dass es ja identisch dieselben Gase sind, die in den Protuberanzen aufgestiegen waren, welche durch ihr Herabstürzen auf die Sonne aufglühen und dadurch die Fackeln erzeugen; die Fackeln sind identisch, nicht mit den aufsteigenden Protuberanzen, sondern mit den zur Sonne zurückkehrenden Massen derselben und zeigen darum dieselben Linien. Hiermit ist auch die glühende Gasschicht, welche Hale und Deslandres bloss auf Grund ihrer Beobachtungen über den Fackeln angenommen hatten, bestätigt und ganz natürlich erklärt. Wo Fackeln stehen, werden demnach gerade keine Protuberanzen Platz finden; wohl aber neben denselben, weil die einschlagenden Ströme zur Entstehung von Ausströmungen Veranlassung sein können; darum sehen wir doch häufig am Rande projizierte Protuberanzen auch über den Fackeln. Daraus erklärt sich auch die Andauer der eruptiven Thätigkeit auf demselben Fackelgebiete.

Dieser Wechsel der mit enormer Schnelligkeit aufsteigenden und ebenso niederstürzenden Ströme sind die gewaltigen Konvektionsströme, welche allein im stande sind, in Form von ungeheuerer Bewegung jene enorme Wärmequantität auf die Oberfläche der Sonne zu befördern, welche von derselben beständig in den Himmelsraum ausgestrahlt wird.

Ich habe nun noch zu bemerken, dass meine Erklärung der Fackeln in vollkommenster Übereinstimmung steht mit der von Egon von Oppolzer in neuester Zeit aufgestellten und der Akademie in Wien vorgelegten Theorie der Sonnenflecke. H. von Oppolzer braucht bei seiner Erklärung eine heisse Gasschicht über den Flecken. Er nimmt, nicht ohne guten Grund an, dass es auf der Sonne auch solche Stellen geben müsse, wo die Atmosphäre niedersinkt und durch adiabatische Kompression viel höhere Temperatur gewinnt, als in dieser Höhe herrscht, ganz in der Weise wie es von H. J. Hann über den Gebieten hohen Luftdruckes auf Erden nachgewiesen ist. Die hier gegebene Erklärung deckt die dynamische Ursache dieses Niedersinkens auf der Sonne und zeigt den Ursprung dieser hoch erhitzten Schicht; sie findet sich überall über den Fackeln, und in der That, in der Mitte der Fackeln bilden sich bekanntlich die Flecken.

Über die Ursache der Linien-Verschiebungen im Spektrum der Protuberanzen. Die zur Sonne niederstürzenden Gasmeteore geben uns eine überraschend einfache Erklärung der merkwürdigsten Erscheinung, welche die Beobachtung der Sonne darbietet, nämlich der Verschiebung der Spektrallinien. Diese Erscheinung, ebenso ausgezeichnet durch ihre Seltenheit, als durch ihr überraschend plötzliches Auftreten und rasches Verschwinden, konnte bisher vom Beobachter nur wie ein Prodigium bewundert, aber nicht erklärt werden. Höchst rätselhaft war sowohl das Auftreten am Fusse der Protuberanzen in der Chromosphäre, als auch jenes inmitten der Protuberanz und selbst in grossen Höhen. Mochte man auch zur Erklärung der gewaltigen Eruptionen die ungeheuern Kräfte im Innern der Sonne voraussetzen, es blieb doch ganz undenkbar, wie in einem gasförmigen Körper Kräfte in horizontaler Richtung allein zur

Wirkung gelangen sollten, während doch bei innerm Druck der kleinste Widerstand nach aufwärts vorhanden ist. Der Beobachter sieht aber, wenn eine so seltene Erscheinung sich darbietet, bisweilen in der Länge von 100 000 *km* am Sonnenrand im Intervall von $^1/_4$ Stunde eine Bewegung in der Gesichtslinie von 100—200 *km* in der Sekunde sich entwickeln und viele Minuten lang andauern, während doch eine Höhendifferenz von nur 1000 *km* schon tausendmal kleinern Druck darbietet.

Durch die Annahme einer Art von Explosion die Erscheinung zu erklären, ist schon aus diesem Grunde unmöglich. Wollte man aber auch annehmen, dass durch Explosion trotz des geringern Druckes nach oben, doch auch eine enorme und dauernde seitliche Bewegung zu stande käme, so müsste doch diese durchaus nach allen Seiten zugleich, also ebenso auch in entgegengesetzter Richtung stattfinden; es müsste die Verschiebung immer gegen rot und gegen blau zugleich auftreten; dies ist aber durchaus nicht der Fall, es werden vielmehr gewöhnlich nur einseitige Bewegungen beobachtet.

Dieses Rätsel erklären uns leicht und vollständig die auf die Sonne zurückstürzenden Ströme der Gasmeteore. Trifft ein solcher Strom zufällig auf eine Eruptionsstelle, so werden beide Ströme, welche ja nach den Beobachtungen in der That eine etwas geneigte Richtung zu haben pflegen, sich zu einem resultierenden vereinigen, welcher mehr oder weniger horizontal verlaufen muss.

Aus der Verschiedenheit in Richtung, Intensität und Ausdehnung dieser Ströme lassen sich auch die sonderbarsten Einzelheiten dieser launenhaften Erscheinungen erklären. Vor allem ist die Möglichkeit und das gewöhnliche Vorkommen nur einseitiger Verschiebungen vollständig erklärt; es erklären sich ferner noch das lokale Auftreten solcher Störungen, der rasche Wechsel in Intensität an benachbarten Stellen und auch an derselben Stelle, der sich durch das feine Auslaufen der durch Verschiebung entstehenden kegelförmigen Formen so auffallend kund giebt und für solche Punkte ganz exorbitante Geschwindigkeiten ergiebt, wie sie unmittelbar beim Aufstieg nicht beobachtet werden. Es ist nicht ganz unmöglich, dass durch gegenseitiges Einengen günstig gerichteter Ströme in der Axe der resultierenden Bewegung selbst eine grössere Geschwindigkeit zu stande kommt, als die Komponenten einzeln liefern.

Noch auffallender und nicht minder unerklärlich schienen die Erscheinungen der Linienverschiebung in den Protuberanzen selbst zu sein, namentlich wenn sie ganz lokal in enormen Höhen auftreten. Im Verlaufe von wenigen Minuten sieht man eine Bewegung von 100—200 *km* in der Sekunde entstehen, sie beschränkt sich nur auf eine enge Stelle, lässt die Umgebung ganz unberührt. Bisweilen ist die Bewegung schon nach ein paar Minuten vorüber, andere Male währt sie eine halbe Stunde lang an derselben Stelle. Während es einerseits höchst rätselhaft erscheint, dass in Höhen von vielen tausend Meilen in der Atmosphäre plötzlich so enorme Kräfte auftreten können, und dass die erzeugte Bewegung in wenigen Minuten wieder sistiert werden kann, ist es nicht minder rätselhaft, wie eine solche Bewegung eine halbe Stunde lang sichtbar bleiben kann, da ja während dieser Zeit die Masse gegen 300 000 *km* durchlaufen müsste.

Alle diese Erscheinungen erklären sich sehr leicht und natürlich aus den Strömen der Gasmeteore. Trifft nämlich eine rasch aufsteigende Protuberanz mit einem solchen niedersteigenden zusammen, so wird an der Stelle des Zusammenstosses auch in den grössten Höhen durch Vereinigung der beiden Ströme eine seitliche Komponente erzeugt, welche, soweit sie in die Gesichtslinie fällt, eine entsprechende Verschiebung des Spektrallichtes nach der einen oder andern Seite allein zur Folge haben muss. Tritt die aufsteigende Masse aus der Richtung jenes Stromes aus, so findet die Erscheinung in kurzer Zeit ihr Ende, die mitgerissenen Massen zerstreuen sich.

Nur so können die enormen Bewegungserscheinungen erklärt werden, welche ich in der Protuberanz am 18. August 1890 beobachtet habe, wo in 40—50" Höhe ganz lokal eine Bewegung von 150 *km* in der Sekunde eine halbe Stunde lang währte, während wiederum in der Höhe von 370" ein kleines Wölkchen mit der Geschwindigkeit von 167 *km* sich von uns entfernte, wovon die scheinbar danebenstehenden Stückchen gar nicht beeinflusst wurden (s. Compt. rend. **111.** pag. 562).

Dass bei dieser Erklärung das Zusammentreffen eines gewaltigen eruptiven Strahles mit einem ebenso gewaltigen niedersteigenden Strome an sich sehr unwahrscheinlich erscheint, bekräftigt nur die Richtigkeit unserer Auffassung; denn es handelt sich ja um die Erklärung einer sehr seltenen Erscheinung, welche offenbar nicht auf alltäglichen Ursachen beruhen kann. Es ist übrigens das Zusammentreffen solcher Ströme nicht so ganz unwahrscheinlich, da die Eruptionen auf Fleckengebieten keine Seltenheit mehr sind, und die emporgeschleuderten Massen zumeist auf dasselbe Gebiet wieder zurückstürzen müssen.«

Parallaxe der Sonne. David Gill veröffentlicht eine Untersuchung über den definitiven Wert der aus den Heliometerbeobachtungen (1888 und 1889) der kleinen Planeten Victoria, Sappho und Iris sich ergebenden Sonnenparallaxe[1]). Die definitiven Werte, welche jeder dieser Planeten für die Sonnenparallaxe π ergab, sind:

Victoria	$\pi = 8.8013'' \pm 0.0061$
Sappho.	$\pi = 8.7981 \pm 0.0114$
Iris	$\pi = 8.8120 \pm 0.0090$

Das Mittel daraus $\pi = 8.8036 \pm 0.0046''$ ist als definitiver Wert dieser heliometrischen Beobachtungen zu betrachten unter der Voraussetzung, dass kein unberücksichtigter systematischer Fehler in dieser Messungsweise vorkommt. Indessen giebt es noch zwei Ursachen zu systematischen Fehlern in den Messungen, nämlich unrichtig angenommene Werte für die relativen Distanzen der benutzten Planeten von der Erde und Fehler, die aus ungleicher Brechbarkeit des Lichtes der drei Planeten und desjenigen der als Vergleichsterne benutzten Fixsterne entstehen können. Indem Gill hierauf näher eingeht, findet er als definitiven Wert der Sonnenparallaxe aus obigen Messungen $\pi = 8.802''$ mit einem wahrscheinlichen Fehler von $\pm 0.005''$ und betont, dass innerhalb dieser Grenzen der Unsicherheit der angegebene Wert zuverlässig sei.

Die Eigenbewegung der Sonne ist von G. Kobold auf Grund der Eigenbewegungen des Auwers-Bradley'schen Katalogs nach der von Bessel gegebenen Rechnungsmethode neu untersucht worden[2]). Über die Existenz dieser Eigenbewegung kann durchaus kein Zweifel mehr herrschen, ebenso ist es sicher, dass die Richtung derselben nicht sehr von 270° Rektaszension abweicht, allein die Deklination dieses Zielpunktes ergab sich aus den zahlreichen bisherigen Untersuchungen recht abweichend. Kobold hat von den 3268 Sternen

---

[1]) Bull. Astron. **12.** p. 319. 1896.
[2]) Nova Acta Soc. Imp. **64.** Nr. 5. Halle 1895.

des angegebenen Katalogs 1406 ausgewählt, bei welchen der wahrscheinliche Fehler des Richtungswinkels der Eigenbewegung 10° nicht überschreitet. Er findet als Koordinaten des Zielpunktes der Sonnenbewegung: Rektaszension 266° 30′, Deklination — 3° 4.5′.

Planeten.

Planetoidenentdeckungen. Nach der Zusammenstellung von Paul Lehmann[1]) sind folgende Planeten aus der Gruppe zwischen Mars und Jupiter 1895 entdeckt worden:

(391) BE	am	1. Nov. 1894	von	Wolf	in	Heidelberg
(392) BF, Wilhelmina	»	4. » »	»	»	»	»
(393) BG	»	4. » »	»	»	»	»
(394) BH	»	19. » »	»	Borrelly	»	Marseille
(395) BK	»	30. » »	»	Charlois	»	Nizza
(396) BL	»	1. Dez. »	»	»	»	»
(397) BM	»	19. » »	»	»	»	»
(398) BN	»	28. » »	»	»	»	»
(399) BP	»	23. Febr. 1895	»	Wolf	»	Heidelberg
(400) BU	»	15. März »	»	Charlois	»	Nizza
(401) BF, Ottilia	»	16. » »	»	Wolf	»	Heidelberg
(402) BW	»	21. » »	»	Charlois	»	Nizza
(403) BX	»	18. Mai »	»	»	»	»
(404) BY	»	20. Juni »	»	»	»	»
(405) BZ	»	23. Juli »	»	»	»	»
(406) CB	»	22. Aug. »	»	»	»	»
(407) CC	»	13. Okt. »	»	Wolf	»	Heidelberg
(408) CD	»	13. » »	»	»	»	»

Ausserdem wurden noch als vermutlich neue aufgefunden die Planeten BO, BQ und CE. Die Beobachtungen der beiden erstgenannten sind für eine Bahnberechnung ganz unzureichend, in bezug auf den dritten sind die Untersuchungen, ob es sich hierbei nicht um einen älteren Planeten, nämlich (188) Menippe, handelt, noch nicht abgeschlossen. — Die Nummer (330), welche bisher in dem Planetenverzeichnis frei gelassen war, ist nachträglich dem am 18. März 1892 von Wolf in Heidelberg entdeckten Paneten 1892 X zuerteilt worden. Unter den bisher nur mit Nummern und Buchstaben bezeichneten Planeten hat (369) den Namen Aëria, (384) den Namen Burdigala erhalten.

Aus den nur vereinzelten Helligkeitsschätzungen der neuen Planeten ergaben sich folgende Werte für die mittlere Grösse m_0 und für die Grössengrenzen m_1 und m_2 zur Zeit der Opposition.

	m_0	m_1	m_2		m_0	m_1	m_2
(391)	13.4	10.9	15.0	(400)	14.5	14.0	15.0
(392)	12.2	10.9	13.1	(401)	12.6	12.4	12.9
(393)	11.0	8.5	12.6	(402)	10.7	10.0	11.3
(394)	13.0	11.5	14.2	(403)	12.0	11.4	12.6
(395)	13.0	12.2	13.6	(404)	13.0	11.7	14.1
(396)	13.2	12.7	13.7	(405)	11.0	9.2	12.3
(397)	12.6	10.9	13.8	(406)	13.5	12.3	14.4
(398)	12.0	—	—	(407)	11.8	11.4	12.2
(399)	13.0	12.6	13.4	(408)	13.4	12.6	14.1

[1]) Vierteljahrsschrift d. astron. Gesellschaft. 31. p. 80.

Von bemerkenswertern Ähnlichkeiten der Bahnelemente seien die folgenden hervorgehoben:

(391)	☊ = 212.7°	i = 23.1°	φ = 18.0°	a = 2.32
(25)	214.3	21.6	14.6	2.40
(393)	☊ = 215.0	i = 14.9	φ = 19.2	a = 2.77
(216)	216.0	13.0	14.5	2.79
(394)	☊ = 68.1	i = 6.3	φ = 13.2	a = 2.77
(9)	68.5	5.6	7.1	2.39
(396)	☊ = 250.8	i = 2.1	φ = 5.0	a = 2.81
(147)	251.2	1.9	2.0	3.13
(399)	☊ = 347.3	i = 13.0	φ = 4.1	a = 3.06
(117)	349.6	14.9	1.5	2.99
(134)	346.3	11.6	6.7	2.56
(366)	348.1	10.6	3.8	3.14
(385)	345.8	13.7	7.5	2.85
(400)	☊ = 328.7	i = 10.6	φ = 5.3	a = 3.13
(174)	329.0	12.1	8.1	a = 2.86
(401)	☊ = 39.1	i = 6.1	φ = 2.3	3.33
(151)	39.0	6.5	2.1	2.59
(162)	38.2	6.1	10.6	3.02
(272)	38.0	4.5	1.7	2.78
(402)	☊ = 129.5	i = 11.8	φ = 6.4	a = 2.55
(166)	129.6	12.0	12.1	2.69
(404)	☊ = 92.9	i = 14.0	φ = 11.7	a = 2.58
(369)	94.5	12.7	5.5	2.65
(406)	☊ = 317.2	i = 4.2	φ = 10.5	a = 2.91
(212)	315.2	4.3	6.5	3.11
(407)	☊ = 295.1	i = 7.5	φ = 3.9	a = 2.62
(38)	296.5	7.0	8.9	2.74

Beobachtungen der Venus auf der Licksternwarte 1889. In den Monaten Mai und Juni 1889 wurde der Planet Venus auf Mount Hamilton bei jeder geeigneten Gelegenheit während des Tages am 12zolligen oder 36zolligen Refraktor beobachtet. Meistens war jedoch nichts Besonderes an diesem Planeten zu bemerken. Bei fünf Gelegenheiten hat jedoch Prof. Holden matte dunkle Flecken wahrzunehmen geglaubt und Zeichnungen davon entworfen. Am 29. Mai 3^h 53^m Sternzeit wurden am 36 Zoller zwei kleine Einbuchtungen in der Lichtgrenze der Venussichel gesehen oder vielmehr eine davon nur vermutet. Auch sah man einige dunklere Flächen und ein paar helle Punkte. Die an andern Tagen wahrgenommenen dunklen Flecken hält Prof. Holden nicht für real, sondern für Kontrasterscheinungen, hervorgerufen durch den sehr glänzenden Rand des Planeten[1]).

[1]) Bull. of the Astron. Society of de Pacific 1896. Nr. 50. p. 187.

Die Abplattung des Mars ist aus der Beobachtung der Marsmonde abgeleitet worden[1]). Es lässt sich nämlich die Abplattung und die Lage des Äquators eines Planeten aus Beobachtungen seiner Trabanten mit grosser Genauigkeit ableiten, wenn die Beobachtungen einen hinreichend langen Zeitraum umfassen, um die Bewegung der Knoten und Apsidenlinien mit genügender Sicherheit zu erkennen. Auf diesem Wege sind jene Grössen, welche für jeden Planeten von fundamentaler Bedeutung sind, zuerst für Jupiter genauer bestimmt worden. In letzterer Zeit haben ferner die fortgesetzten Beobachtungen der Saturnsatelliten es ermöglicht, auch für Saturn die Abplattung und die Lage des Äquators innerhalb sehr enger Grenzen einzuschliessen. In bezug auf Mars stehen zwar nur wenige grössere Beobachtungsreihen der Satelliten, die durch längere Intervalle von einander getrennt sind, zu Gebote; der Umstand jedoch, dass der innere Marstrabant eine sicher nachweisbare Exzentrizität der Bahn besitzt, und beide Trabanten merkliche Neigungen gegen den Marsäquator haben, begünstigt die Bestimmung der Apsiden- und Knoten-Bewegungen, aus welchen die Abplattung, wegen der geringen Entfernungen der Trabanten vom Planeten, mit grosser Genauigkeit hervorgeht. Die Grösse der Abplattung und die Schnelligkeit, mit welcher infolge derselben die Bahnebenen der Trabanten oszillieren, macht es ferner möglich, schon aus den über 17 Jahre sich erstreckenden Beobachtungen recht genäherte Werte für die Koordinaten des Marsäquators abzuleiten.

Dies hat nun Prof. H. Struve ausgeführt und in der oben genannten Abhandlung einen vorläufigen Bericht seiner Untersuchungen gegeben. Als Ausgangspunkt diente eine Beobachtungsreihe der beiden Marsmonde, die Prof. Struve im Herbst 1894 am 30 zolligen Refraktor zu Pulkowa erhalten. Ferner konnten die zahlreichen Washingtoner Beobachtungen während der günstigen Opposition des Mars in den Jahren 1877, 1879 und 1892 benutzt werden, sowie einige Messungen auf der Lick-Sternwarte. Die aus diesen Beobachtungen berechneten Bahnen der beiden Marsmonde ergaben bezüglich der Lage des Marsäquators sehr sichere Resultate, obgleich die Knotenlinie der Deimos-Bahn seit Entdeckung der Trabanten noch nicht einmal ein Drittel ihrer Umlaufsbewegung vollendet hat. Es fand sich für den Marsäquator, bezogen auf die Marsbahn, für 1880.0: Neigung $= 25^0\ 12.7'$, Knoten $80^0\ 47.5'$ oder auf den Erdäquator 1880 bezogen:

$$N = 47^0\ 0.6' \text{ jährliche Veränderung } + 0.472'$$
$$J = 37^0\ 29.9' \quad \text{»} \quad \text{»} \quad - 0.244'.$$

Aus der gefundenen Bewegung der Apsidenlinie des Phobos findet Prof. Struve unter der Annahme, dass der Äquatorialradius des Mars 4.80″ und die Rotationsdauer 24.62297^h beträgt, für die Abplattung den Wert $^1/_{190}$, also viel zu klein, um durch direkte

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3302.

Messungen erkennbar zu sein. Das Verhältnis der Zentrifugalkraft zur Schwere am Äquator des Mars ist nur wenig vom Werte der Abplattung verschieden, was bekanntlich auch für die Erde der Fall ist. Man kann daraus, hemerkt Prof. Struve, schliessen, dass das Gesetz der Dichtigkeit für beide Planeten näherungsweise dasselbe ist, wohingegen bei Jupiter und Saturn die Zunahme der Dichtigkeit nach dem Innern eine erheblich grössere sein muss.

Lowell's neue Karte des Mars. Auf Grund der Beobachtungen, welche Percival Lowell, W. H. Pickering und M. Douglas in der Zeit von Mai 1894 bis April 1895 über den Mars am 18 zolligen Refraktor des Flagstaff-Observatoriums in Arizona angestellt haben, hat Lowell eine neue Karte des Mars in Merkatorprojektion entworfen und dieselbe gleichzeitig mit einer Beschreibung des Planeten veröffentlicht[1]). Bei der Opposition von 1894 hatte (wie überhaupt bei allen günstigen Oppositionen der Neuzeit) die Axe des Mars eine solche Stellung, dass hauptsächlich der Südpol der Erde zugekehrt war, und die Regionen dieses Planeten bis zu 40° nördl. Br. noch mit Vorteil untersucht werden konnten. In dem obigen Werke behandelt Lowell hauptsächlich diejenigen Erscheinungen, welche mit der grossen südlichen Schneeschmelze auf den Mars in Verbindung stehen, und aus denen er eine Reihe interessanter Schlüsse zieht, von denen jedoch die hauptsächlichsten bereits früher vor ihm veröffentlicht und an dieser Stelle besprochen worden sind[2]). Der wichtigste Teil des Werkes ist die neue Karte des Mars, in welcher nicht weniger als 288 Objekte, Meere, Seen und Kanäle, eingetragen sind. Folgendes ist das Verzeichnis derselben mit der Numerierung, welche sie in der Lowell'schen Marskarte tragen.

1 Fastigium Aryn
2 Socratis Promontorium
3 Sabaeus Sinus
4 Deucalionis Regio
5 Pyrrhae Regio
6 Noachis
7 Argyre
8 Oceanus
9 Protei Regio
10 Acesines
11 Hydriacus
12 Amphrysus
13 Garrhuenus
14 Cestrus
15 Aurorae Sinus
16 Caicus
17 Hipparis
18 Erannoboas
19 Dargamanes
20 Margaritifer Sinus
21 Ochus
22 Cantabras
23 Oxia Palus
24 Oxus
25 Palicorum Lacus
26 Dardanus
27 Tempe
28 Jamuna
29 Nilokeras
30 Indus
31 Hyphasis
32 Hydaspes
33 Lucus Feronia
34 Hydraotes
35 Hypsas
36 Ganges
37 Baetis
38 Hebe
39 Nectar
40 Gorax
41 Maeisia Silva
42 Chrysas
43 Agathodaemon
44 Coprates
45 Messeis Fons
46 Fons Juventae
47 Clitumnus
48 Ganymede
49 Chrysorrhoas
50 Lacus Lunae
51 Nilus
52 Labeatin Lacus
53 Meroe
54 Amystis
55 Catarrhactes
56 Uranius

[1]) Mars by Percival Lowell, Boston 1895.
[2]) Klein, Jahrbuch 6. p. 16 u. fl.

57 Bactrus
58 Hippocrene Fons
59 Acherusia Palus
60 Cyane Fons
61 Anapus
62 Artanes
63 Glaucus
64 Clodianus
65 Ceraunius
66 Palamnus
67 Fortunae
68 Iris
69 Mapharitis
70 Halys
71 Tithonius Lacus
72 Tithonius
73 Avus
74 Eosphorus
75 Lerne
76 Aesis
77 Daemon
78 Lacus Phoenicis
79 Araxes
80 Jaxartes
81 Maeander
82 Phasis
83 Gallinaria Silva
84 Acampsis
85 Solis Lacus
86 Bathys
87 Ambrosia
88 Ogygis Regio
89 Surius
90 Acis
91 Cyrus
92 Thyle I.
93 Drahonus
94 Cayster
95 Isis
96 Astrae Lacus
97 Malva
98 Benacus Lacus
99 Mogrus
100 Aonius Sinus
101 Herculis Columnae
102 Hyscus
103 Memnonia
104 Erynnis
105 Gorgon
106 Medusa
107 Elison
108 Parcae
109 Aganippe Fons
110 Ulysses
111 Sirenius
112 Thermodon
113 Nodus Gordii
114 Eumenides
115 Arduenna
116 Hercynia Silva
117 Arsine
118 Mareotis
119 Achana
120 Biblis Fons
121 Pyriphlegethon
122 Gigas
123 Bandusiae Fons
124 Ferentinae Lucus
125 Titan
126 Trinythios
127 Medus
128 Alcyonia
129 Brontes
130 Steropes
131 Arachoti Fons
132 Nitriae
133 Thyania
134 Augila
135 Neda
136 Ammonium
137 Utopia
138 Lucus Maricae
139 Liris
140 Eurymedon
141 Erinaeus
142 Evenus
143 Belus
144 Argea
145 Gyes
146 Castalia Fons
147 Hibe
148 Axon
149 Orcus
150 Erebus
151 Hypelaeus
152 Propontis
153 Hades
154 Trivium Charontis
155 Laestrygon
156 Atax
157 Tartarus
158 Aquae Apollinares
159 Bantis
160 Cophen
161 Antaeus
162 Axius
163 Avernus
164 Cyaneus
165 Mare Cimmerum
166 Leontes
167 Nestus
168 Atlantis
169 Padargus
170 Harpasus
171 Heratemis
172 Digentia
173 Mare Sirenum
174 Simois
175 Psychrus
176 Mare Chronium
177 Thyle II.
178 Scamander
179 Gaesus
180 Opharus
181 Helisson
182 Chaboras
183 Nereides
184 Chretes
185 Lucus Augitiae
186 Cerberus
187 Clepsydra Fons
188 Nymphaeus
189 Cambyses
190 Lucrinus Lacus
191 Pactolus
192 Aethiops
193 Eunostos
194 Elysium
195 Aponi Fons
196 Styx
197 Galaxias
198 Boreas
199 Achelous
200 Aquae Calidae
201 Boreosyrtis
202 Lethes
203 Amenthes
204 Astapus
205 Isidis Regio
206 Nepenthes
207 Libya
208 Triton
209 Syrtis Parva
210 Mare Tyrrhenum
211 Hesperia
212 Cinyphus
213 Eurypus
214 Flevo Lacus
215 Galaesus
216 Hesperidum Lacus
217 Cynia Lacus
218 Cephissus
219 Xanthus
220 Rha
221 Centrites
222 Achates
223 Sesamus
224 Athesis
225 Lemuria
226 Erymanthus
227 Hylias
228 Tedanius
229 Hadriaticum Mare
230 Orosines

231 Hippus	251 Protonilus	271 Acalandrus
232 Carpis	252 Lacus Ismenius	272 Hyllus
233 Syrtis Major	253 Euphrates	273 Alpheus
234 Hyctanis	254 Sitacus	274 Peneus
235 Dorsaron	255 Orontes	275 Helias
236 Japygia	256 Eulacus	276 Tyndis
237 Solis Promontorium	257 Labotas	277 Oenotria
238 Aeolus	258 Daradax	278 Arsia Silva
239 Casuentus	259 Solis Fons	279 Pallas Lacus
240 Hammonis Cornu	260 Daix	280 Nessonis Lacus
241 Typhon	261 Hiddekel	281 Lausonius Lacus
242 Anubis	262 Arethusa Fons	282 Nuba Lacus
243 Asopus	263 Margus	283 Mare Icarium
244 Arosis	264 Deuteronilus	284 Acheron
245 Astaboras	265 Serapium	385 Mare Erythraeum
246 Nilosyrtis	266 Gihon	386 Ophir
247 Phison	267 Xisuthri	387 Ausonia
248 Sirbonis Lacus	268 Edom Promontorium	388 Daphne
249 Hipponitis Palus	269 Neudrus	
250 Arsanias	270 Magon	

Über Anzeichen von dem Vorhandensein eines Planeten, welcher den Planetoiden Abundantia (151) in grosser Nähe begleitet, verbreitet sich Oberstleutnant von der Gröben [1]). Schon anfangs der achtziger Jahre ist die Bearbeitung des Planeten Abundantia auf besondere Schwierigkeiten gestossen, welche damals zu der Annahme führten, es sei in einer der ersten Oppositionen nach dem Entdeckungsjahre ein noch unbekannter Planet nahe am Orte der Abundantia irrtümlich für diesen gehalten worden. „Eine jetzt vorgenommene gründliche Diskussion des gesamten vorhandenen Beobachtungsmaterials hat diese Annahme derart bestätigt, dass Zweifel an ihrer Realität kaum mehr möglich sind. Aber noch Auffälligeres hat sich hierbei herausgestellt. Es gelang nämlich zwar, Bahnelemente zu ermitteln, welche fünf Normalorte — vier Oppositionen angehörend und einen Zeitraum von zwölf Jahren umfassend — mit einer, auch strenge Anforderungen völlig befriedigenden Genauigkeit darstellen; dagegen ergaben sich beim Vergleich der Beobachtungen aus drei andern Oppositionen mit der Rechnung nach jenen Elementen ganz erhebliche Differenzen; und in allen drei Elementen hatten die an Grösse nicht sehr verschiedenen Abweichungen gleiches Vorzeichen.

Unter solchen Umständen ist die Voraussetzung, dass es sich bei den betreffenden Beobachtungen jedesmal um einen andern, noch unbekannten Planeten gehandelt haben könne, ohne Zweifel so unwahrscheinlich, dass sie ernstlich nicht in Betracht kommen kann. Eher dürfte die Erklärung Glauben verdienen, dass die Widersprüche auf die Existenz eines Begleiters zurückzuführen seien, nahe genug, um gelegentlich mit Abundantia verwechselt werden zu können, und doch weit genug ab, um das gleichzeitige Erscheinen beider Gestirne im Gesichtsfelde des Fernrohrs auszuschliessen. Denn, neigt man

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3372.

der Hypothese zu, dass die Asteroiden die Reste eines, in Urzeiten durch eine Katastrophe zersprengten grössern Planeten seien, so wird man auch die Möglichkeit nicht unbedingt in Abrede stellen können, dass damals unmittelbar zusammenliegende Teile des Gesamtkörpers ausnahmsweise auch nahe gleichen Impuls empfangen haben könnten.

Am nächsten pflegt freilich unter ähnlichen Umständen die Vermutung zu liegen, dass die entstandenen Schwierigkeiten einfach das Ergebnis von Rechenfehlern seien. Hiergegen sprechen indessen im vorliegenden Falle: das Mass der peinlichen Vorsicht, womit die Rechnungen ausgeführt sind, sowie die Vielseitigkeit und Strenge der, wo es irgend möglich war, angewendeten Proben.“

Verf. teilt den Gang seiner Rechnungen und Untersuchungen mit, woraus allerdings hervorgeht, dass seine Vermutung eines noch unbekannten Planeten, der gelegentlich mit No. 151 verwechselt wurde, guten Grund hat.

Durchmesser und Abplattung des Jupiter. Messungen zur Bestimmung der Dimensionen und der Gestalt dieses grössten Planeten im Sonnensystem sind schon seit etwa 200 Jahren angestellt worden, allein die meisten, besonders frühern Messungen zeigen nur geringe Übereinstimmung. So fand Arago aus seinen Messungen in den Jahren 1832—1845 den scheinbaren Äquatorialdurchmesser Jupiters in mittlerer Entfernung 38.01″, den Polardurchmesser 35.79″, die Abplattung also $\frac{1}{17.1}$. Mädler fand aus Messungen am kleinen Berliner Heliometer für diese Durchmesser die Werte 38.4″ und 35.9″, die Abplattung daher $\frac{1}{15.4}$. Erst die Messungen, welche Bessel 1833 und 1834 am 6 zolligen Heliometer zu Königsberg ausführte[1]), führten zu zuverlässigen Werten und ergaben im Mittel für den Äquatorialdurchmesser des Jupiter 37.66″, für den Polardurchmesser 35.24″, für die Abplattung $\frac{1}{15.6}$.

Seitdem wurden auch von anderer Seite Messungen der Jupiterscheibe ausgeführt, welche weiter unten zur Sprache kommen; genauere Untersuchungen über die Gestalt der Jupiterscheibe hat jedoch erst Prof. Schur ausgeführt, und zwar im Herbst 1891. Seine Absicht war, zu ermitteln, ob die in verschiedenen Richtungen gegen die Umdrehungsaxe bestimmten Durchmesser sich mit der Voraussetzung, dass der Umriss des Planeten eine genaue Ellipse sei, vereinigen lassen. Letzteres ergab sich in der That, und als Endresultat fand sich für die mittlere Entfernung des Jupiter:

Äquatorialdurchmesser 37.428″
Polardurchmesser 35.020″
Abplattung $\frac{1}{15.54}$.

[1]) Königsberger Beobachtungen **19.** p. 102.

Seitdem fand Prof. Schur, dass schon 1857 Winnecke am 6zolligen Bonner Heliometer eine Reihe von Messungen zu dem nämlichen Zwecke ausgeführt hat, doch waren dieselben nicht berechnet worden. Er hat deshalb diese Berechnung ausgeführt und teilt die Ergebnisse seiner Untersuchungen nunmehr mit[1]. Aus den Winneckeschen Messungen ergeben sich folgende Werte:

Äquatorialdurchmesser 37.430″
Polardurchmesser 35.106″ Abplattung $\frac{1}{16.10}$.

Ebenso fand sich, dass der Umriss der Jupiterscheibe völlig elliptisch ist. Seitdem hat Prof. Schur in den Jahren 1891—1896 noch eine Reihe von Bestimmungen der beiden Jupiterdurchmesser am 6zölligen Heliometer in Göttingen ausgeführt, welche zu folgenden Werten führt:

Äquatorialdurchmesser 37.423″
Polardurchmesser 35.100″ Abplattung $\frac{1}{16.3}$.

Prof. Schur hat ferner den scheinbaren Defekt der Jupiterscheibe in der Nähe der Quadraturen untersucht und findet, nach Berücksichtigung der Phase, dass der Äquatorialdurchmesser des Jupiter in der Nähe der Quadraturen im Mittel um 0.28″ zu klein gemessen wird. Er war früher der Meinung, diese Verkürzung des äquatorialen Durchmessers sei einer Wirkung der Refraktion in der Jupiteratmosphäre zuzuschreiben, insofern dieselbe am vollen und am unvollständig erleuchteten Rande eine verschiedene ist, indessen geht aus der Darstellung von Dr. Anding[2]) hervor, dass die scheinbare Verkürzung des Halbmessers zur Zeit der Quadraturen nur eine Folge der verschiedenen Beleuchtungsverhältnisse der beiden Ränder ist.

In einem zweiten Artikel hat Prof. Schur noch einige andere Messungsreihen am Jupiter berücksichtigt, die am Oxforder Heliometer erhalten worden sind, und giebt schliesslich folgende Zusammenstellung aller an grössern Heliometern ausgeführten Messungen des Jupiterdurchmessers zur Zeit der Opposition (A bezeichnet den Äquatorial-, B den Polardurchmesser, α die Abplattung):

	A	B	α
Bessel	37.66″	35.24″	1 : 15.6″
Johnson	37.31	35.11	1 : 16.9
Winnecke	37.39	35.20	1 : 17.1
Maine	37.14	34.94	1 : 16.9
Bellamy	37.19	35 02	1 : 17.1
Schur	37.42	35.10	1 : 16.2

Wird den Messungen von Bessel, Winnecke und Schur das doppelte Gewicht wie den übrigen beigelegt, so findet sich im Mittel aus allen Heliometermessungen des Jupiter:

Äquatorialdurchmesser 37.40″
Polardurchmesser 35.13″ Abplattung $\frac{1}{16.52}$.

---

1) Astron. Nachr. Nr. 3374.
2) Astron. Nachr. Nr. 3095.

Beobachtungen des Jupiter und seiner Flecke auf dem Dearborn-Observatorium hat G. W. Hough seit Jahren angestellt und sich dabei hauptsächlich auf die Äquatorialzone und die mittlern Breiten des Planeten beschränkt [1]). Flecken oder sonstige Oberflächengestaltungen werden selten jenseits 40° Breite gesehen, doch beobachtete Prof. Hough einen hellen Fleck in 62.3° s. Br. am 10. Nov. 1893. Die Beobachtungen geschahen am $18^1/_2$ zölligen Refractor bei 400 facher Vergrösserung; sie begannen 1879 und wurden mit Ausnahme des Jahres 1888 ununterbrochen fortgesetzt. Der grosse rote Fleck, welcher eine Reihe von Jahren hindurch sehr blass erschien, war vom 13. Dezember 1894 bis 23. Februar 1895 hinreichend deutlich, um mikrometrische Messungen seiner Länge und Breite zu gestatten. Am 16. Januar erschien das Centrum des Fleckes erheblich viel heller als die Ränder, so dass er sich ziemlich ringförmig darstellte, ebenso wie im Jahre 1885. Während der letzten 4 Jahre ist die Rotationsdauer nicht sehr von dem der Marth'schen Ephemeriden zu Grunde liegenden Werte $9^h 55^m 40.63^s$ verschieden gewesen. Die rötlichen Streifen, welche zwischen + 18° und — 18° liegen, werden als Äquatorialstreifen bezeichnet. Der südliche Teil derselben war während der Opposition 1894—1895 zu Zeiten mit einer grossen Anzahl kleiner heller Flecke besetzt. Am Nordrande des äquatorialen Streifens wurden während der Opposition von 1890 fünf kleine schwarze Flecken beobachtet, welche Rotationsperioden von $9^h 55^m 32.0^s$ bis 36.6^s lieferten; zwei davon waren 1891 wieder zu sehen, 1892 und 1893 dagegen keiner. Während der letzten Opposition wurden sechs schwarze Flecken beobachtet, von denen einige möglicherweise identisch sind mit denjenigen von 1890 und 1891. Im allgemeinen zeigen alle Flecken der Jupiteroberfläche eine veränderliche Eigenbewegung, und Beobachtungen, die sich über längere Perioden erstrecken, können nur dargestellt werden, wenn man die Rotationsdauer als Funktion der Zeit betrachtet. Während jeder Opposition seit 1880 wurden elliptische weisse Flecken in einem Streifen südlich von dem roten Flecke gesehen, ebenfalls solche in grösserer südlicher Breite, doch waren diese gewöhnlich zu schwach, um gemessen zu werden. Diese Flecken zeigten näherungsweise die gleiche Rotationsdauer wie der grosse rote Fleck.

Prof. Hough giebt eine Darstellung der Jupiteroberfläche in Merkatorprojektion für 1. März 1895. Die einzelnen von ihm beobachteten Streifen und Flecken sind darin mit Buchstaben bezeichnet, dagegen wurde das Detail der Struktur des grossen Äquatorialstreifens nicht gezeichnet, sondern nur die relative Lage der Flecken und Streifen. Die Längen in Zeit sind von Marth's Meridian II aus gezählt. Zwei andere Zeichnungen geben das Aussehen des Jupiter am 15. Februar und 19. März 1895; auf der ersten sieht man oben den 3. Mond bei seinem Durchgange als schwarzen Fleck, so dass man ihn irrtümlich für einen Schatten halten könnte.

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3354.

Spektrographische Untersuchungen des Jupiter zur Bestimmung der Rotationsgeschwindigkeit desselben, hat A. Belopolsky am grossen Refraktor zu Pulkowa vom 19. April bis 2. Mai 1895 angestellt[1]). Als Mittel der Messungen an den besten Linien der Spektrogramme ergiebt sich aus acht Aufnahmen: 5.586 ± 0.10 geogr. Meilen. Da der Rand des Jupiter verwaschen und lichtschwach ist, so stellt diese Zahl nicht die relative Geschwindigkeit der Ränder selbst, sondern diejenige gewisser Punkte in bestimmtem Abstand von den Rändern dar. Die Reduktion auf die Geschwindigkeit der Ränder ergiebt im Mittel 6.06 ± 0.13 geogr. Meilen, und daraus folgt die lineare Rotationsgeschwindigkeit zu 1.54 geogr. Meilen oder 11.42 *km* pro Sekunde. Nimmt man für die Rotationsdauer des Jupiter $9^h 50^m$, so findet sich mit den neuern Bestimmungen seines Durchmessers die lineare Geschwindigkeit am Äquator zu 12.1 bis 12.8 *km* pro Sekunde. Der Unterschied gegen das Ergebnis der spektroskopischen Messung ist gering und würde vielleicht noch geringer sein, wenn nicht alle Mikrometermessungen den Durchmesser des Planeten schon infolge der Refraktion in dessen Atmosphäre grösser ergäben, als er wirklich ist. Auch beim Saturn wurde die lineare Geschwindigkeit aus Spektralbestimmungen kleiner erhalten, als aus der bekannten Umdrehungszeit und dem Durchmesser folgt.

Die Rotation der oberflächlichen Schichten des Jupiter ist auf Grund der neuern bisherigen Beobachtungen von Stanley Williams diskutiert worden[2]). Er kommt zu dem Ergebnisse, dass man neun bestimmte atmosphärische Strömungen auf diesem Planeten unterscheiden könne. Mit einer einzigen Ausnahme umkreisen die verschiedenen atmosphärischen Strömungen den Planeten vollständig; sie wurden daher in Zonen geteilt, die von Norden nach Süden gezählt werden. Die Grenzen sind hauptsächlich auf die eigenen Beobachtungen des Verfassers seit dem Jahre 1879 und auf Positionsbestimmungen nach Jupiterphotographien von der Lick-Sternwarte basiert; die Angaben über die mittlere Rotationsperiode einer jeden Zone beruhen auf persönlichen Schätzungen des Mittelwertes.

Die erste (nördlichste) Zone zeigt eine kleine Beschleunigung der Rotation seit 1862. Die zweite Zone, die etwa dem zweiten dunklen Gürtel nördlich vom Äquator entspricht, ist dadurch beachtenswert, dass für gewöhnlich die Bewegung hier fast genau die gleiche ist, wie die des roten Fleckes; zu Zeiten aber, wenn das Gebiet eine Störung erleidet, kann die Rotationsperiode auf $9^h 54^1/_2{}^m$ sinken und auf $9^h 56^1/_2{}^m$ steigen, weshalb in der Tabelle (s. u.) beide Werte angegeben sind. In auffallendem Kontrast zu dieser steht die folgende Zone, in der sowohl 1880 wie 1881 viel rascher sich bewegende, schwarze Flecke beobachtet wurden, die auch noch 1892 gesehen worden sind. Ob es sich hier um permanente, schnelle

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3326.
[2]) Monthly Notices Royal Astron. Society, 1896. **56.** p. 143.

Strömungen oder um plötzliche, wenn auch lang anhaltende Eruptionen handelt, lässt sich noch nicht entscheiden. Aber die Thatsache einer grossen Geschwindigkeitsdifferenz zwischen den zwei benachbarten Zonen steht fest, und sie muss bei jeder Theorie über die Konstitution des Planeten berücksichtigt werden. Die vierte Zone weist weisse und schwarze Flecke an der Nordseite des nördlichen Äquatorgürtels auf und zeichnet sich durch die Beständigkeit der Bewegungsgeschwindigkeit seit ihrer ersten Feststellung durch Schroeter im Jahre 1787 aus. Die fünfte Zone ist die der grossen Äquatorialströmung, welche von Cassini in der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts entdeckt worden. Die seit dieser Zeit ausgeführten, zahlreichen Bestimmungen weisen auf eine stetige Zunahme der Rotationsdauer hin, die in 70 Jahren auf fast ½ Zeitminute angewachsen ist, wobei die der nördlich vom Äquator liegenden Flecke die der südlich von ihm liegenden noch übertrifft. Die sechste und siebente Zone rotieren durchschnittlich so schnell wie der rote Fleck, der in der siebenten Zone liegt. Die achte Zone zeichnet sich durch grosse Gleichmässigkeit seit der ersten Bestimmung durch Schroeter aus, und die neunte oder südlichste Zone durch ihre verhältnismässig schnelle Strömung.

Nachstehende Tabelle giebt die Ausdehnung der einzelnen Zonen in Breite und ihre mittleren Rotationsperioden:

Zone	Breite	Rotationsperiode	
I.	+ 85° bis + 28°	$9^h\ 55^m\ 37.5^s$	
II.	+ 28 » + 24	9 54½	bis $9^h\ 56½^m$
III.	+ 24 » + 20	9 48	» 9 49½
IV.	+ 20 » + 10	9 55 33.9	
V.	+ 10 » — 12	9 50 20	
VI.	— 12 » — 18	9 55 40	
VII.	— 14 » — 28	9 55 40	
VIII.	— 18 » — 37	9 55 18.1	
IX.	— 37 » — 55	9 55 5	

Ein Blick auf diese Tabelle zeigt, wie abnorm und unsymmetrisch die meisten Strömungen sind. Auffallend unterscheidet sich die nördliche Hemisphäre von der südlichen; in der letztern fehlt die merkwürdige sich so schnell bewegende Region um + 25° der Breite vollständig. Vielleicht hat die Anwesenheit des grossen, roten Fleckes etwas hiermit zu thun. Anderseits fehlen der nördlichen Hemisphäre der rote Fleck und die beiden mässig schnellen Ströme der Zonen VIII und IX, da von der Breite + 28° bis fast zum Pole die Oberflächenströmung nahezu gleichmässig ist.

Die merkwürdigste Eigentümlichkeit dieser atmosphärischen Strömungen Jupiters ist, dass sie in genau ost-westlicher Richtung kreisen und wenig oder kein Zeichen einer Bewegung nach den Polen hin zeigen. Sie scheinen auch in der Regel scharf gegen einander begrenzt, ohne Anzeichen eines allmählichen Überganges von der einen zur andern, obschon von dieser Regel Ausnahmen existieren. Gleichwohl scheint auch eine Zirkulation in nördlicher oder

südlicher Richtung, und zwar hauptsächlich mittelst der schmalen Spalten und Streifen zu erfolgen, die man einige Bänder und helle Zonen Jupiters schräg durchsetzen sieht.

Saturn am $18\frac{1}{2}$ zolligen Refraktor des Dearborn-Observatoriums. Prof. E. E. Barnard bemerkt[1]), dass er zusammen mit S. Burnham am 13. Juli 1896 unter äusserst günstigen Umständen den Saturn mit verschiedenen Vergrösserungen des mächtigen Refraktors untersuchte, ohne eine Spur der Flecken auf der Scheibe und der Trennungen auf dem Ringe wahrzunehmen, welche andere Beobachter am kleinen Instrumente gesehen haben wollen. Unmittelbar nachher wurden zur Konstatierung der günstigen Luftverhältnisse Doppelsterne von weniger als 0.25″ Distanz gemessen. Hiernach sind allerdings die an kleinen Instrumenten gemachten Wahrnehmungen von Flecken auf dem Saturn mehr als problematisch.

Spektrographische Untersuchungen des Saturnringes. Dieselben wurden[2]) von A. Belopolsky mittels des photographischen Refraktors und des Spektrographen mit einem Prisma, Nr. 3, der Pulkowaer Sternwarte ausgeführt. Die niedrige Lage des Planeten (im Meridian erreichte er nur eine Höhe von 20°) erlaubte nicht, andere Instrumente zu gebrauchen. Der 30 Zoller war zu dieser Zeit andern Zwecken gewidmet, hätte auch keinen Vorteil geboten, da vieles an ihm für die vorliegenden Zwecke nicht zugerichtet ist. Dem entgegen ist das photographische Rohr lichtstärker für Scheiben und besitzt ein Leitungsrohr, mittels dessen man den Spalt des Spektrographen scharf auf einen beliebigen Teil des Planeten einstellen kann.

Eine Expositionszeit von einer Stunde bei einer Spaltöffnung von 0.03 *mm* war genügend, um ein Spektrogramm zu erhalten, welches in den Grenzen 400 $\mu\mu$ bis 445 $\mu\mu$ scharf genug für die Messungen erschien.

Belopolsky hat auf jeder Platte zwei dicht neben einander gelegene Spektra aufgenommen, um eine grössere Auswahl der für die Messungen brauchbaren Linien zu haben. Um die Mitte der Expositionszeit wurde das Spektrum des Wasserstoffs photographiert, nämlich die Linien $H\gamma$ und $H\delta$, die beide scharf erschienen.

Das Aussehen der Spektra zeigt, dass die äussern Ränder des Ringspektrums besser begrenzt sind als die innern und die Ränder des Scheibenspektrums. Das Spektrum des Ringes dringt weiter ins Violette, als dasjenige der Scheibe; besonders auffallend tritt dies auf einem Spektrogramm vom 13. April hervor: das Scheibenspektrum ist schon bei W.-L. 400 $\mu\mu$ äusserst schwach, während das Ringspektrum sich bis W.-L. 400 $\mu\mu$, fast ohne an Stärke abzunehmen erstreckt.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3365.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3313.

Die Spektrallinien sind geneigt gegen die künstlichen Wasserstofflinien. Zunächst erhält man den Eindruck, als ob die Linien im Spektrum der Scheibe und des Ringes gebrochen erschienen, an der Stelle der Trennung der Scheibe vom Ring, eine S-Figur darstellend.

Bei näherer Untersuchung zeigte es sich, dass der Grund dieser Konfiguration in den verschiedenen Neigungen der Spektrallinien der Scheibe und des Ringes liegt. Auf den besten Spektrogrammen sieht man, dass die Neigung der Linien im Ringe eine mit dem Radius abnehmende ist. Bei den kleinen Dimensionen des Bildes ist es schwer, besondere Einstellungen auf den innern und äussern Rand zu machen, aber in den günstigen Fällen hat Belopolsky diese Einstellungen doch erhalten.

Eine Unterbrechung der Linien im Spektrum des Ringes ist nicht zu bemerken.

Die sehr sorgfältig ausgeführten Mikrometermessungen an den Photogrammen ergaben eine gute Übereinstimmung der Resultate mit denjenigen, welche Keeler und Deslandres früher erhielten. Die berechneten Geschwindigkeiten des Saturnäquators, der innern und äussern Ränder des Ringes sind:

Äquator	10.3 *km* p. Sek.
Inn. Rand	21.0 » » »
Äuss. Rand	17.1 » » »

Keeler hat erhalten (Astrophysical Journal, 1895, Mai):

Äquator	10 3 *km* p. Sek.
Inn. Rand	20.0 » » »
Äuss. Rand	16.4 » » »

Deslandres erhielt (Comptes Rendus, 1895, Nr. 21):

Äquator	9.4 *km* p. Sek.
Inn. Rand	20.1 » » »
Äuss. Rand	15.4 » » »

Pulkowa:

Äquator	9.4 *km* p. Sek.
Inn. Rand	21.0 » » »
Äuss. Rand	15.5 » » »

Man sieht, dass die Geschwindigkeiten für den Saturnäquator und den innern Ringrand recht gut mit den berechneten stimmen, dagegen ist es einigermassen auffällig, dass für den äussersten Ringrand die beobachteten Geschwindigkeiten bei sämtlichen drei Beobachtern nicht unerheblich hinter den berechneten zurückbleiben.

Die Auffindung von Wasserdampflinien im Spektrum eines Planeten. James E. Keeler teilt in dieser Beziehung einige interessante Beobachtungen mit, die er mit dem grossen Spektroskop des Alleghany-Observatoriums gemacht hat. An demselben wurde das Spektrum des Jupiter bei niedrigem Stande des Planeten photographiert, und auf der Platte beträgt die Distanz der B- und D-Linie ungefähr 1 Zoll, bei ausgezeichneter Schärfe. Das Spektrum erstreckt sich über D hinaus und umschliesst die Hauptwasser-

dampfbande δ. Auf diesen Platten erscheint das Jupiterspektrum identisch mit dem Luftspektrum, welches nahe daneben photographiert wurde, und zwar am Tage vorher und am Tage nachher. Dieses Ergebnis, welches mit den Beobachtungen Vogel's übereinstimmt, veranlasste Keeler, einige Versuche mit starker und schwacher Dispersion behufs Konstatierung der Wasserdampflinien anzustellen. Am 3. März bei klarem Himmel photographierte er mit dem grossen Spektroskop das Sonnenspektrum in Intervallen, bis die Sonne nahe am westlichen Horizonte stand; gleichzeitig beobachtete er dasselbe Spektrum mit einem kleinen geradsichtigen Spektroskope. Es fand sich, dass bei niedrigem Sonnenstande die tellurischen Banden in der Nähe von D in dem kleinen Spektroskope äusserst deutlich auftreten, während sie auf dem Photogramme des grossen Spektroskops durchaus nicht augenfällig erscheinen, weil hier die Banden grösstenteils in feine Linien aufgelöst waren. Diese Beobachtung bestätigt also die Ansicht Campbell's (und anderer Spektroskopiker), dass ein grosses Auflösungsvermögen des Spektroskops zur Auffindung von Banden, die aus zahlreichen, sehr gedrängt stehenden Linien bestehen, wie es bei den Wasserdampfbanden der Fall ist, nicht sehr geeignet erscheint[1]).

Der Mond.

Der photographische Mond-Atlas der Pariser Sternwarte. Das Pariser Observatorium hat die Initiative zu einer Publikation von grossem und gerechtem Erfolge ergriffen durch Herausgabe der ersten Lieferung eines photographischen Mond-Atlas. Als Herausgeber des Atlas nennen sich die wohlbekannten Astronomen Loewy und Puiseux, sowie Le Morvan. Die erste Lieferung enthält 6 Tafeln nebst erläuterndem Texte. Die erste Tafel bildet den Titel und zeigt das Bild des Ersten Viertels, wie sich dieses im Brennpunkt des grossen Äquatorial-coudé darstellt. Der Durchmesser der Mondscheibe beträgt 171 *mm*. Die übrigen Blätter stellen folgende Mondlandschaften dar:

Blatt I. Maginus-Orontius-Hall (4. März 1895, $6^h 8^m$, mittlere Pariser Zeit).
» II. Maurolycus-Walter-Stöfler (14. März 1894, $6^h 9^m$).
» III. Arzachel-Alphonsus-Ptolemäus (4. März 1895, $6^h 6^m$).
» IV. Albategnius-Hipparch-Hyginus (14. März, 1894, $7^h 6^m$).
» V. Apenninen-Caucasus-Alpen (13. Februar 1894, $6^h 5^m$).

Die Blätter wurden durch direkte Vergrösserung der Original-Clichés auf grossen Platten erhalten und die Glaspositive in Heliogravüren umgewandelt.

Die Vergrösserung der photographischen Aufnahmen hat man auf 14- bis 15-fach beschränkt, entsprechend einem Durchmesser der Mondscheibe von 2.4 bis 2.58 Metern. Die Vergrösserung wird in

[1]) Astrophysical Journal. **4.** p. 137.

der Folge verschieden sein je nach der Beschaffenheit der dargestellten Mondgegend. Übrigens ist jene Vergrösserung ein Maximum, da bereits das Korn der Platten sich bemerkbar macht, obgleich es feiner ist als auf den amerikanischen Clichés. Es ist gewiss, dass die vollständige Sammlung dieser Mondphotographien eine Epoche der photographischen Publikationen bezeichnen wird.

Leider fehlt am Fusse der Blätter ein Massstab mit Unterabteilungen, besonders auch mit bezug auf das kleinste Detail. Die in dem beigegebenen Texte angegebene Grenze der Darstellungsfähigkeit der Clichés für das feinste Detail kann denselben nicht ersetzen, denn die wiederholten Transformationen der Bilder sind, wie die Verfasser bemerken, von einem Verlust des kleinsten Details begleitet. Die angegebene Grenze von 0.4″ (0.03 *mm*) auf den Clichés und etwa 0.4 *mm* auf der 15-fachen Vergrösserung genügt nur zu einer oberflächlichen Orientierung für den Leser. Die verschiedenen Quellen der Unsicherheit bezüglich der kleinsten wirklichen Details gestatten indessen den Grad der Feinheit der Gravüren in dieser Beziehung auf etwa 0.1″ festzustellen.

Der photographische Mond-Atlas der Lick-Sternwarte. Eine zweite photographische Mondkarte beginnt die Lick-Sternwarte in Kalifornien herauszugeben unter der Bezeichnung Observatory Atlas of the Moon. Dieselbe beruht lediglich auf den photographischen Aufnahmen am dortigen grossen Refraktor und hat den gleichen Massstab wie Mädler's (und Lohrmann's) Mondkarte, nämlich 1 Meter Durchmesser der Mondscheibe (97.45 *cm* oder 38.36 engl. Zoll). Es ist bis jetzt ein Blatt desselben erschienen, welches die Gegend um den mittlern Mondmeridian vom Südpol bis Pitatus wiedergiebt. Die Darstellung ist vorzüglich, und die Vergleichung mit Mädler's Mondkarte zeigt, dass in bezug auf das Detail beide Darstellungen ungefähr gleich tief eingehen; Mädler hat manche kleine Krater und ebenso Rillen, welche auf der Lick-Mondkarte fehlen, diese letztere dagegen gelegentlich einen Krater, den Mädler übersehen hat. Von den Überschwänglichkeiten Prof. Weineck's, die dieser meist aus den Lick-Photographien des Mondes heraus gelesen hat, und die auch in diesen Berichten früher bereits zurückgewiesen wurden, findet sich auf dem Blatte keine Spur. Auch beweist der gewählte Massstab, dass Prof. Holden an die Weineck'schen kleinsten Rillen u. s. w. nicht glaubt. Prof. Weineck selbst schweigt sich hierüber in jüngster Zeit völlig aus, scheint also selbst zur Einsicht gelangt zu sein, dass er sich früher auf dem Irrwege befand.

Die photographische Intensität des Mondlichtes. Die optische Intensität des Mondlichtes im Vergleich zu derjenigen einer andern Lichtquelle (Sonne oder Kerze) ist wiederholt bestimmt worden, aber erst Abney hat unlängst Untersuchungen über die photographische Intensität desselben angestellt. Diese Versuche begannen

1895 zu Chamounix und wurden dann unter weniger günstigen Verhältnissen in England fortgesetzt[1]).

Die Messungen wurden derart ausgeführt, dass auf einer photographischen Platte eine Skala zunehmender Dunkelheit hergerichtet war, indem kleine, quadratische Flächen der Platte verschieden lange einer Lichtquelle exponiert und fixiert worden waren. Die optischen Helligkeiten dieser Skala wurden dann bestimmt und hierauf geprüft, ob die verschieden hellen Felder der Skala auf der photographischen Platte auch die photographischen Strahlen in gleichem Verhältnis durchlassen, wie die leuchtenden Strahlen. Mehrere Versuche ergaben gleichmässig, dass die optischen und die photographischen Trübungen die gleichen waren, dass die Abweichung der gemessenen Dunkelkeit von der berechneten nie 2 $^0/_0$ erreichte. Die Durchsichtigkeiten der einzelnen Quadrate wurden nun nach Potenzen von zwei berechnet, weil Verfasser in frühern Untersuchungen gefunden hatte, dass, wenn man die Intensitäten in geometrischer Reihe als Abscissen und die Durchsichtigkeiten als Ordinaten aufträgt, eine Kurve erhalten wird, welche auf einer grossen Strecke eine gerade Linie bildet.

Die erste Messung wurde am 3. Januar 1895 ausgeführt; der etwa 16^0 hochstehende Mond wirkte 90 Sekunden durch die Skala hindurch auf die Platte, von der ein anderer Teil dem Lichte einer Paraffinkerze in 5 Fuss Abstand 60 Sekunden lang exponiert wurde. Es ergab sich, dass das Mondlicht 4.95 mal weniger photographisch wirksam war als die Kerze in 5 Fuss Entfernung; ein zur Zeit herrschender, leichter Bodennebel hat aber das Ergebnis etwas störend beeinflusst. Die zweite Messung am 4. Januar wurde bei einer Mondhöhe von 50^0 ausgeführt; der Mond und die Kerze wirkten 60 Sekunden lang auf die Platte. Die nach den gemessenen Zahlenwerten gezeichneten Kurven ergaben, dass das Mondlicht zu dieser Zeit 1.38 mal weniger photographisch hell war als die Kerze; das Mondlicht war daher, nach Reduktion der Paraffinkerze auf die Standardkerze, gleich einer Standardkerze in 5.32 Fuss Entfernung, oder 0.035 Standardkerzen in 1 Fuss Abstand.

Da der Mond während dieser Messungen ziemlich genau im ersten Viertel war, so würde das Licht des Vollmondes die doppelte Helligkeit, also die von 0.07 Standardkerzen in 1 Fuss Abstand besitzen. Eine wirkliche Messung des Vollmondlichtes konnte in Chamounix nicht mehr ausgeführt werden, und Abney hat dies in England im Februar, bei intensiv kalter Witterung und in merkwürdig dunstfreien Nächten, nachgeholt. Der Vollmond trat am 9. Februar um $5^h\ 23^m$ p ein, eine Messung wurde am 8. Februar um $7^h\ 30^m$ p in South Kensington und eine zweite am 9. Februar um $10^h\ 5^m$ p bei Wimbledon, fern von Gebäuden, ausgeführt; während der ersten Messung hatte der Mond eine Höhe von 35^0, während der zweiten

[1]) Proceedings of the Royal Society. 1896. **59.** Nr. 357. p. 314.

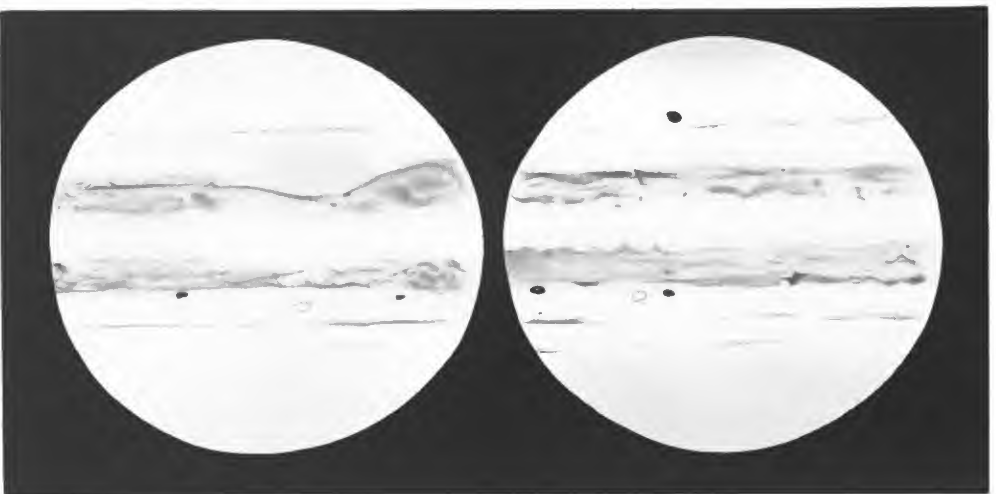
von 43°. Die erste Messung ergab, dass das Mondlicht gleich war 0.116 Standardkerzen in 1 Fuss Entfernung, und die zweite, dass es 0.266 Standardkerzen in 1 Fuss Distanz gleicht (die Nacht in Wimbledon war somit klarer als die vorhergehende gewesen). In seiner Wirkung auf eine Bromplatte gleicht also der Vollmond 0.266 Standardkerzen in 1 Fuss Abstand, während er optisch nach Zöllner etwa 0.012 Kerzen in 1 Fuss Abstand gleich ist. In einem frühern Experimente hatte Abney die photographische Wirkung der Mittagssonne mit der einer künstlichen Lichtquelle verglichen und gefunden, dass erstere bei gleicher optischer Intensität sehr nahe 26 mal so stark war, als die einer Standardkerze. Da nun das Mondlicht als reflektiertes Sonnenlicht dieselbe Beschaffenheit hat, so ergiebt sich, wenn der Vollmond optisch 0.01 Standardkerze gleicht, für seine photographische Intensität etwa der oben experimentell gefundene Wert. Doch kann dieser Vergleich nur einen annähernden Wert geben wegen der Veränderlichkeit des Sonnen- und Mondlichtes.

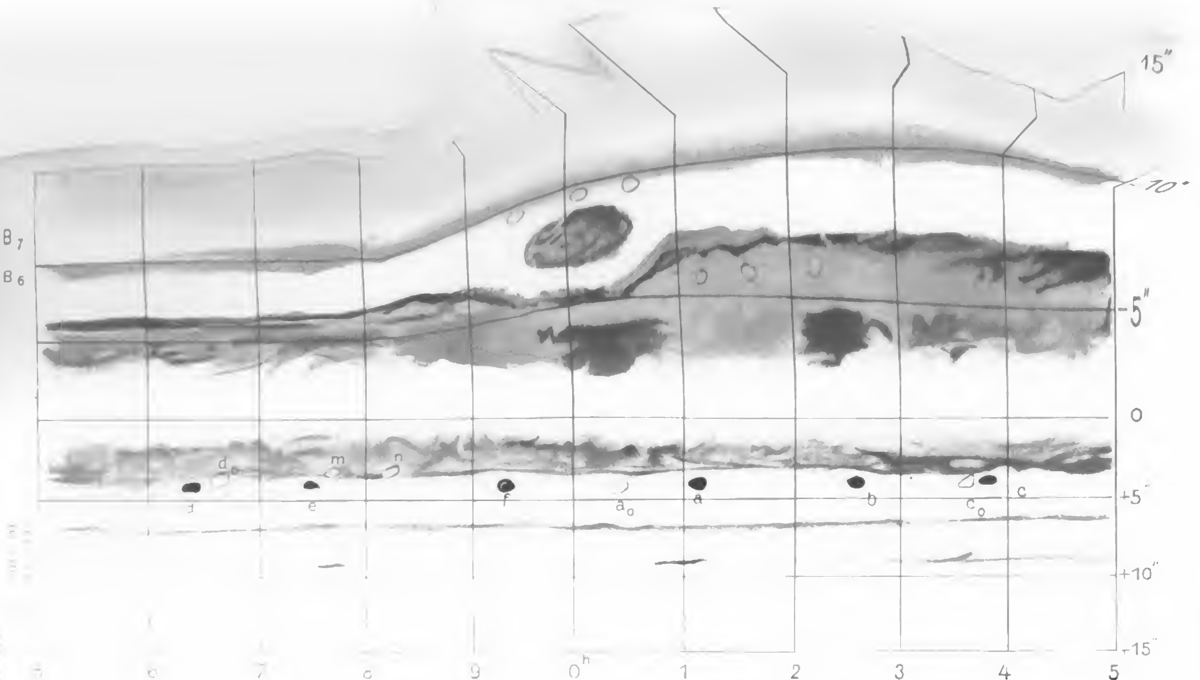
Um die photographische Intensität des gesamten Sternenlichtes zu messen, wurde eine Platte bei möglichst klarem Himmel und ganz freiem Horizont in horizontaler Lage exponiert. Die eine Messung wurde in South Kensington in der Nacht vom 25. zum 26. Januar 1896, von $11^h 30^m$ bis 1^h, ausgeführt; die erzielten Werte waren in guter Übereinstimmung mit Messungen in Wimbledon und ergaben, dass bei einer Exposition von 1 Stunde und 30 Minuten das Sternenlicht 11.2 mal so stark photographisch wirkte, wie eine Kerze in 10 Fuss Abstand bei einer Exposition von 1 Minute; das gesamte Sternenlicht glich somit in jener Nacht photographisch 0.001 515 Standardkerzen in 1 Fuss Entfernung. Eine andere Messung am 29. Januar 1895 von $10^h 15^m$ bis $10^h 45^m$ ergab das Sternenlicht photographisch gleich 0.000 825 Standardkerzen in 1 Fuss. Die Differenz zwischen den beiden Werten kann von der Beschaffenheit der Atmosphäre oder von Unterschieden am Himmel herrühren; ersteres ist aber wahrscheinlicher.

Vergleicht man nun das Licht des Vollmondes mit dem der Sterne, so darf die Anwesenheit der drei Planeten Jupiter, Mars und Neptun unberücksichtigt gelassen werden, da die photographische Wirkung dieser Planeten eine zu geringe ist; aber zu beachten bleibt, dass die Platte eine horizontale Lage hatte, und dass selbst bei gleichmässiger Verteilung der Sterne nur die Hälfte ihres Lichtes zur Platte gelangen würde, da nur die im Zenith befindlichen voll einwirken; dazu kommt noch die Wirkung der atmosphärischen Absorption, so dass im ganzen nur etwa 25 % des Sternenlichtes zur Wirkung gelangt. Das gesamte Sternenlicht ist also gleich 0.006 Standardkerzen in 1 Fuss Abstand, und das Mondlicht ist 44 mal photographisch heller als das Sternenlicht, wenn dieses nur von 1 Atmosphäre absorbiert wird und gleichmässig verteilt ist; in der photographischen Wirkung auf einen horizontalen Schirm ist hingegen der Vollmond 175 mal heller als das Sternenlicht. — Beachtet man schliess-

Jupiter.

März 19, 1895. Feb. 15, 1895.





Position der Streifen und Flecke des Jupiter März 1, 1895

Jupiter gezeichnet von Prof G. W. Hough.

lich noch, dass das Mondlicht bei der Messung seiner photographischen Wirkung 1.45 Atmosphären durchsetzen musste, so erhält man für den Durchgang durch 1 Atmosphäre die photographische Helligkeit 0.308 Standardkerzen statt 0.266; das Sternenlicht würde also 200 mal photographisch schwächer sein als der Vollmond.

Die Vergrösserung des Erdschattens bei Mondfinsternissen. Es ist eine bekannte Thatsache, dass der Erdschatten bei Mondfinsternissen stets grösser erscheint, als er der geometrischen Konstruktion oder der Rechnung gemäss sein sollte. Lahire hat zuerst die Vergrösserung dieses Schattens bestimmt, und da im vorigen Jahrhunderte die Mondfinsternisse hauptsächlich zur Bestimmung von Längenunterschieden benutzt und deshalb eifrig beobachtet wurden, so sind verschiedene Werte über die Vergrösserung des Erdschattens auf dem Monde abgeleitet worden. Das meiste Ansehen hatte lange Zeit die von Tobias Mayer angegebene Regel, wonach der Schattendurchmesser in Wirklichkeit um so viele Sekunden grösser sei wie der berechnete, als dieser Minuten zähle, also um $\frac{1}{60}$. Die Ursache dieser Vergrösserung suchte man von Anfang an in der Rolle, welche die Erdatmosphäre spielt. Auf Grund der Überlegung im allgemeinen, dass die tiefen Schichten der Lufthülle, besonders wenn sie von Wolken erfüllt sind, die Rolle eines mehr oder weniger undurchsichtigen Körpers spielen können, nahm man an, dass durch sie der Schattendurchmesser natürlich vergrössert werde, und zwar bald mehr, bald weniger, je nachdem eben die Luftschichten, welche von den tangierenden Sonnenstrahlen durchlaufen werden, heiter oder trüb sind. Diese Erklärung ist bezüglich ihrer Richtigkeit neuerdings von Prof. H. Seeliger in München bestritten worden, und die Untersuchungen, welche er nunmehr über die Frage veröffentlicht hat [1]), beweisen wieder einmal, dass manche Probleme, die man längst und endgültig gelöst glaubte, in Wirklichkeit von einer befriedigenden Lösung noch sehr weit entfernt sind.

In seiner Abhandlung giebt Prof. H. Seeliger zunächst eine allgemeine Orientierung über die zu behandelnden Fragen, und namentlich werden die neuern Arbeiten von A. Brosinsky und J. Hartmann, welche eine Feststellung des numerischen Betrages der Vergrösserung des Erdschattens bezweckten, besprochen. Schliesslich sagt Prof. Seeliger in diesem Abschnitt seiner Arbeit: „Man hat das Phänomen der Vergrösserung des Erdschattens auf verschiedene Weise zu erklären versucht. Am verbreitetsten scheint die Ansicht gewesen zu sein — auch in den neuern Publikationen findet sie Vertretung — die untern Teile der Atmosphäre wirken wie ein wenig durchsichtiger Schirm. Ich habe bei früherer Gelegenheit [2])

[1]) Abhandlungen der königl. bayr. Akademie der Wissensch. 1896 19. II. Abt. S. 385 ff.

[2]) Vierteljahrsschrift der Astron. Gesellschaft. 27. S. 186 ff.

schon darauf hingewiesen, dass diese Erklärung unter allen Umständen zurückzuweisen sei, indem eine einfache Betrachtung ergab, dass infolge der Brechung der Lichtstrahlen in der Atmosphäre selbst dann, wenn man die letztere bis zu einer Höhe von $36^1/_2$ *km* als völlig undurchsichtig annimmt, der unerleuchtete Raum in der Entfernung des Mondes sich nicht weiter ausdehnt, wie der berechnete Kernschatten der Erde. Zugleich habe ich die wahre Ursache des Phänomens erörtert und konnte dabei mit Genugthuung konstatieren, dass meine Ansicht in der Hauptsache sich mit der Meinung Lambert's [1]) deckt, worauf ich während des Druckes der erwähnten Arbeit durch Dr. Anding aufmerksam gemacht worden bin. Lambert hat freilich die Sachlage nur berührt und nicht eingehender besprochen, wodurch es erklärlicher erscheint, warum seine kurze Äusserung der Vergessenheit, wie es scheint, anheimgefallen ist. Danach hat man es bei der scheinbaren Vergrösserung des Erdschattens mit einem Phänomen aus dem Gebiete der physiologischen Optik zu thun. Um die Verhältnisse leichter zu übersehen, wird man zunächst alles, was bei dieser Erklärung als Nebensache aufzufassen ist, bei Seite lassen können, und man wird sich dann die Frage zu stellen haben, ob denn auch, wenn die Erde gar keine Atmosphäre besässe, und die Sonne sich als eine überall gleich helle Scheibe darstellte, die Schattengrenze bei Mondfinsternissen nach aussen verschoben erschiene. Wenn diese Frage, sei es durch allgemeine Überlegungen, sei es durch Versuche, bejaht werden sollte, so wird man in der That berechtigt sein, alles, was die thatsächliche Lichtverteilung bei wirklich stattfindenden Mondfinsternissen beeinflusst und anders gestaltet, wie in jenem einfachen, idealen Falle, als sekundäre Einwirkungen zu bezeichnen. Die Einwirkungen der Erdatmosphäre, der Helligkeitsabnahme der Sonnenscheibe von der Mitte zum Rande zu und die Farbenzerstreuung werden also in diesem Sinne als sekundäre Einflüsse zu bezeichnen sein, und es kommt hierbei gar nicht in Frage, ob die thatsächliche Lichtverteilung quantitativ durch sie sehr stark oder wenig verändert wird. Ich habe deshalb a. a. O. allein den erwähnten idealen Fall betrachtet, einige Rechnungen über ihn angestellt und auch einige Versuche über das „Halbschattenphänomen" mitgeteilt, die mich davon überzeugten, dass die Vergrösserung des Erdschattens in der That eine optisch-physiologische Erscheinung ist, die in ähnlichen Fällen auch sonst schon beobachtet worden ist. Ob die mitgeteilten Versuche, deren zahlenmässiges Resultat keine sehr befriedigende Sicherheit darbot, geeignet sind, auch auf andere überzeugend zu wirken, will ich nicht untersuchen. Jedenfalls waren sie recht unvollkommen, und auch die an sich gewiss instruktiven photographischen Aufnahmen, die ich damals anfertigen liess, konnten keine Beweiskraft ausüben, weil ihre Reproduktion aus äussern Gründen unterbleiben musste.

---

[1]) Photometria § 1243. Vgl. Lambert's Photometrie, deutsch herausgegeben von E. Anding, Leipzig 1892.

Zudem kann die ganze Frage nur endgiltig beantwortet werden, wenn man die oben als Nebenumstände bezeichneten Einwirkungen mit berücksichtigt. Man wird dann aber so weit gehen müssen, als sich bewerkstelligen lässt, ohne ein erträgliches Mass von Unsicherheit und Rechenarbeit zu überschreiten. Die Wirkung der Erdatmosphäre und die ungleiche Verteilung der Helligkeit auf der Sonnenscheibe lassen sich, wie weiter unten sich herausstellen wird, berücksichtigen. Die Farbenzerstreuung lässt sich aber gegenwärtig wohl kaum in Rechnung ziehen; die nötigen Grundlagen zu einer solchen Untersuchung sind viel zu unsicher, und die Weitläufigkeit der Rechnungen, die auszuführen wären, scheint mir ausserdem in keinem Verhältnisse zu dem zu erwartenden Erfolge zu stehen. Ich hoffe aber, dass auch so das Folgende alle Zweifel an der Richtigkeit meiner Ansicht über die scheinbare Vergrösserung des Erdschattens zerstreuen wird."

Im zweiten Abschnitte werden von Prof. Seeliger die physiologischen Fragen behandelt, welche bei dem vorliegenden und bei ähnlichen Phänomenen in den Vordergrund treten. In der Anwendung von rotierenden Scheiben wird ein Mittel angegeben, um die näheren Umstände zu studieren, welche die scheinbare Vergrösserung des Erdschattens bedingen, und auf Grund der in den folgenden Kapiteln ausgeführten Rechnungen wird die besprochene Erscheinung objektiv dargestellt und durch Messungen die nahe Übereinstimmung zwischen dem Experimente und den thatsächlich bei Finsternissen gemachten Wahrnehmungen nachgewiesen.

Darauf werden in drei fernern Abschnitten die mathematischen Grundlagen zur Lösung der Aufgabe geliefert, die Lichtverteilung bei Mondfinsternissen anzugeben, es wird gezeigt, wie man auf den Umstand Rücksicht nehmen kann, dass die Sonnenscheibe nach den Rändern zu sehr merkbar abschattiert ist, und endlich werden die numerischen Ausrechnungen durchgeführt, welche zu den im zweiten Abschnitte benutzten Endresultaten leiteten. Diese Rechnungen lehren, dass die Lichtverteilung in der Nähe der Mitte des Erdschattens nicht nur von den nähern geometrischen Verhältnissen (Parallaxe) abhängig ist, unter denen die Finsternis stattfindet, sondern auch von dem überaus variablen Zustande der tiefern Schichten der Erdatmosphäre. Ganz anders verhält es sich mit dem Phänomen der scheinbaren Vergrösserung des Erdschattens. Da hierbei nur Partien in Frage kommen, die ganz in der Nähe der Grenze des geometrischen Kernschattens liegen, so hat nicht nur die Veränderlichkeit der Mondparallaxe einen sehr geringen Einfluss, sondern auch der Zustand der Atmosphäre, insofern er von dem mittlern abweicht, kann eine wesentliche Rolle nicht spielen.

Eine Betrachtung der mitgeteilten Zahlen ergiebt, dass die Atmosphäreschichten bis 6.8 *km* Höhe überhaupt gar nichts zu der Helligkeit beitragen. Es ist also ganz gleichgültig, ob diese Schichten völlig durchsichtig sind oder gar kein Licht durchlassen. Aber auch

Atmosphäreschichten bis zu sehr beträchtlichen Höhen, über die hinaus wesentliche Trübungen über grosse Strecken der Erde wohl nicht mehr vorkommen können, üben nur einen fast verschwindenden Einfluss aus.

Auch unter der Annahme, dass die Atmosphäre bis zu 12.3 *km* völlig undurchsichtig wäre, findet sich, dass die Lichtverteilung alsdann keine bemerkbare Verschiebung der scheinbaren Schattengrenze gegen die frühere ergeben wird. „Dabei ist nicht ausser Acht zu lassen, dass die ganze Atmosphäre bis zu der angenommenen Höhe, in welcher ausgedehntere Trübungen gewiss nur ausnahmsweise vorkommen, als völlig undurchsichtig betrachtet worden ist. Man wird deshalb wohl berechtigt sein, den Satz aufzustellen, dass die veränderliche Beschaffenheit der Atmosphäre nur einen ganz verschwindenden Einfluss auf das Phänomen der scheinbaren Vergrösserung des Erdschattens ausüben kann."

Die Rechnungen, welche Prof. Seeliger durchgeführt, lehren also, dass die tiefsten Schichten der Erdatmosphäre etwa bis zu 6.8 *km* Höhe, überhaupt kein Licht einem in der Nähe der scheinbaren Schattengrenze befindlichen Mondelemente zuwerfen. Ein ähnlicher Fall kann natürlich bei jedem vor der Sonne vorbeiziehenden Körper, der von der Erde aus beobachtet wird, eintreten, und die Folge davon wird sein, dass die absolut dunkle Scheibe, als welche sich der Körper auf der Sonne darstellt, grösser erscheinen muss, als wenn er keine Atmosphäre besässe. Eine solche Vergrösserung ihres Durchmessers wird z. B. die Venusscheibe aufweisen müssen während eines Venusdurchganges.

Um die hier möglichen Verhältnisse zu übersehen, hat schliesslich der Verf. noch den Fall untersucht, dass ein der Erde in bezug auf Grösse und Atmosphäre gleicher Körper an die Stelle der Venus gesetzt wurde. Die Ergebnisse dieser Untersuchung fasst er schliesslich, wie folgt, zusammen: „Der Venusdurchmesser erscheint vergrössert, und die vollkommene Kreisform der Planetenscheibe geht, wenn auch nur in sehr kleinem Betrage, immer mehr verloren, je mehr sie sich dem Sonnenrande nähert. Indessen handelt es sich hierbei um Quantitäten, die in den Beobachtungen der letzten Venusdurchgänge wohl kaum zum Ausdruck kommen werden. Nur die Kontaktbeobachtungen werden, wie bekannt, durch die Vennsatmosphäre merklich beeinflusst, worauf hier aber nicht näher eingegangen werden soll. Im übrigen kann die konstatierte Vergrösserung des Venusdurchmessers nur ein theoretisches Interesse beanspruchen, denn andere Ursachen bewirken, dass im Gegenteil die Venus vor der Sonnenscheibe um sehr merkliche Beträge zu klein gemessen wird. Die Diffraktion an dem Objektivrande des Fernrohres bewirkt bekanntlich, dass im Fernrohre ein scharfer Rand einer Scheibe überhaupt nicht zu stande kommt. Bei einer hellen Scheibe verlegt das Auge den Scheibenrand, der sich aus physiologischen Gründen immerhin mit einiger Schärfe darstellt, gewöhnlich ausserhalb des

geometrischen Randes. Es wird also die helle Sonnenscheibe zu gross und ebenso die schwarze Venusscheibe zu klein erscheinen. Aus den heliometrischen Messungen des Venusdurchmessers, welche die deutschen Expeditionen zur Beobachtung der letzten beiden Venusdurchgänge ergaben, geht in der That ein viel kleinerer Wert hervor, als aus den mit andern Instrumenten ausgeführten Messungen an der hellen Venussichel. Erstere ergaben 16.82″, letztere etwa 17.3″ für den Venusdurchmesser in der Entfernung 1 [1]). Eine etwas andere Gegenüberstellung ergiebt sich, wenn man die von Hartwig ausgeführten Messungen an der erleuchteten Venus heranzieht, welche mit einigen der kleinen Heliometer ausgeführt sind, die bei den Venusdurchgängen in Anwendung kamen. Lässt man die konstante Korrektion, die Hartwig angebracht hat, fort, so folgt aus seinen Messungen für den Venusdurchmesser 17.16″. Ob nun die verbleibende Differenz allein durch die Diffraktion und durch dieselbe ausgelöste persönliche Messungsfehler zu erklären ist, lässt sich zur Zeit nicht entscheiden; jedenfalls liegt sehr wahrscheinlich dieser Einfluss in gleicher Richtung, und auch die Grösse der Differenz macht die Hoffnung, dass sie durch die Beugung allein erklärbar ist, durchaus nicht von vornherein ganz hinfällig. Ist doch der Effekt der Beugung an den Rändern des Heliometerobjektivs bei ausgedehnten Objekten weder theoretisch, noch praktisch hinlänglich untersucht worden. Auch das letztere ist mit Schwierigkeiten verknüpft, weil hier Versuche keineswegs ausreichend sind, die nicht auf die verschiedenen Nebenumstände Rücksicht nehmen, unter denen die Messung zu stande kommt, wie Helligkeit der Bilder, etwaige Färbungen infolge angewandter Blendgläser etc. Bekanntlich geben die kleinen Heliometer auch den Sonnendurchmesser kleiner wie andere Instrumente und, wie es scheint, auch grössere Heliometer, welche Thatsache vielleicht auf den ersten Blick merkwürdig erscheinen mag. Man darf aber nicht vergessen, dass die Abhängigkeit des Effektes der Beugung von der Grösse der Objektive keineswegs feststeht. Auch wird die sehr merkliche Abschattierung der Sonnenscheibe hierbei ganz gewiss nicht ohne Einfluss bleiben können.

„In grosser Nähe an der Konjunktion wird, wie aus den frühern Rechnungen leicht hervorgeht, die Venus von einem Lichtband umgeben sein, das auch von höhern, sehr durchsichtigen Schichten der Atmosphäre geliefert werden kann. Es ist nicht undenkbar, dass hier dieses Band zu einer Vergrösserung des scheinbaren Radius beitragen kann. Dass dies aber in einiger Entfernung von der Konjunktion noch stattfindet, ist wohl nicht gerade wahrscheinlich. Infolge der Brechung des Lichtes in der Atmosphäre wird ferner im reflektierten Licht die Venusoberfläche, wie Verf. vor mehrern Jahren zeigte, im Verhältnisse des Brechungsexponenten an der Oberfläche

[1]) Die Venusdurchgänge 1874 und 1882 von A. Auwers. **5.** p. 723 — 724.

zur Einheit vergrössert. Um aber auf diesem Wege bemerkenswerte Vergrösserungen des Venusdurchmessers zu erhalten, müsste man doch der Venusatmosphäre Eigenschaften zuschreiben, die man nicht ohne weiteres acceptieren kann. Auch würde dann andererseits hierdurch wiederum eine stärkere Vergrösserung des schwarzen Venusbildes vor der Sonnenscheibe bedingt sein."

Kometen.

Die Kometen des Jahres 1895. Eine Zusammenstellung der Kometenerscheinungen des Jahres 1895, auf Grund des gesamten Beobachtungsmaterials gab Prof. H. Kreutz [1]). Folgendes ist ihr entnommen:

Komet 1894 IV (E. Swift). Der sehr lichtschwache Komet ist im Jahre 1895 noch am 18. Januar in Nizza, am 19. in Denver und vom 25.—29. Januar auf Mount Hamilton beobachtet worden. Aus dem Complex sämtlicher Beobachtungen, soweit sie bis Februar 1895 veröffentlicht waren, hat Chandler die folgenden Elemente abgeleitet:

$$\begin{aligned} T &= 1894 \text{ Okt. } 12.225\,38 \text{ m. Z. Berl.} \\ \pi &= 345^{0}\,19'\,12.3'' \\ \Omega &= 48\;\;44\;\;37.1 \quad \text{m. Äq. 1894.0} \\ i &= 2\;\;57\;\;53.9 \\ \varphi &= 34\;\;52\;\;6.8 \\ \mu &= 605.15'' \\ \log a &= 0.51210 \\ U &= 5.863 \text{ Jahre} \end{aligned}$$

Berücksichtigt man genähert die Störungen, welche der Komet in den Jahren 1884 — 1886 während der Konjunktion mit Jupiter erlitten hat, so nähern sich die Elemente so sehr denen des Kometen 1844 I (de Vico), dass die Identität beider Himmelskörper als in hohem Grade wahrscheinlich angesehen werden muss.

Encke'scher Komet 1895 I. Vor dem Perihel ist der Komet zuletzt am 25 Januar 1895 von W. H. Robinson auf der Radcliffe-Sternwarte in Oxford beobachtet worden. Von Beobachtungen auf der Südhalbkugel nach dem Perihel ist bis jetzt nichts bekannt geworden.

Komet 1895 II (Swift), am 20. August 1895 von L. Swift in Echo Mountain, Kalif., in AR. = 0.5^{h}, D. = + 5.5^{0} beim Nachsuchen nach einem Nebel zufällig aufgefunden. Der Komet war schwach, rund, hatte ca. 5' im Durchmesser und zeigte eine Verdichtung in der Mitte, welche sich im September zu einem gut definierten Kern 13.—14. Grösse ausbildete. Zunächst blieb die Helligkeit nahe konstant; erst von Mitte September ab, als der Komet seine Erdnähe passiert hatte, nahm sie rasch ab, doch konnten immerhin die Beobachtungen noch bis 7. Dezember, an welchem Tage der Komet zuletzt in Northfield gesehen wurde, ausgedehnt werden.

Der Komet gehört zur Klasse der Kometen mit kurzer Umlaufszeit; die von Schulhof aus Beobachtungen von 25. August bis 22. Oktober abgeleiteten Elemente lauten:

[1]) Vierteljahrsschrift der Astron. Gesellchaft. 33. p. 87 ff.

Epoche 1895 Aug. 25 0 m. Z. Berlin

$$\begin{aligned} M &= 0^{\circ}34'\ 4.0'' \\ \pi &= 338\ \ 4\ 16.3 \\ \Omega &= 170\ 18\ \ 7.8 \\ i &= 3\ \ 0\ 14.9 \\ \varphi &= 40\ 39\ 30.5 \\ \mu &= 493.743'' \\ \log a &= 0\,571\,004 \\ T &= 1895 \text{ Aug. } 20.86 \text{ m. Z. Berl.} \\ U &= 7.19 \text{ Jahre} \end{aligned}$$

(π, Ω, i: M. Äq. 1895.0)

Schulhof hält es für möglich, dass der Komet mit dem Lexell'schen Kometen 1770 I identisch ist.

Komet 1895 III, entdeckt am 21. November 1895 von Brooks in Geneva, N. Y. in AR. = 10^h, Dekl. = — 18° als ausgedehnte, blasse Nebelmasse ohne erkennbare Verdichtung. Infolge der grossen Bahnneigung und der Erdnähe — die letztere betrug im Minimum, 4. Dezember, nur 0.3 — bewegte sich der Komet sehr rasch nach Norden, so dass er schon in der zweiten Dezemberwoche für unsere Breiten circumpolar wurde. Mitte Dezember war der Komet bereits sehr schwach geworden; zugleich zeigte sich in der Mitte der 2' — 3' grossen Nebelmasse eine körnige Verdichtung, so dass die Ortsbestimmungen, abgesehen von der grössern Lichtschwäche, leichter als im November auszuführen waren. Die letzte Beobachtung ist die von Cerulli in Teramo am 19. Dezember; möglicherweise sind auch noch spätere, bisher nicht publizierte Beobachtungen vorhanden.

Die folgenden Elemente sind von Berberich aus sechs Beobachtungen vom 22. November bis 11. Dezember abgeleitet worden.

$$\begin{aligned} T &= 1895 \text{ Okt. } 21.090\,25 \text{ m. Z. Berlin} \\ \pi &= 21^{\circ}51'23.0'' \\ \Omega &= 83\ \ 5\ \ 3.2 \\ i &= 76\ 14\ 56.8 \\ \log q &= 9.925\,864 \end{aligned}$$

(π, Ω, i: M. Äq. 1895.0)

Auffallend ist die Ähnlichkeit der Elemente mit denen des Kometen von 1652, auf welche zuerst Deichmüller und Berberich aufmerksam gemacht haben. Ob thatsächlich die beiden Kometen identisch sind, wird noch einer eingehendern Erörterung bedürfen; zunächst erscheint es nicht wahrscheinlich, dass die Beobachtungen von 1652 die bei Voraussetzung der Identität erforderliche Verminderung der Knotenlänge um $8^1/_2{}^{\circ}$ vertragen werden.

Komet 1895 IV, entdeckt am 16. November 1895 von Perrine auf Mount Hamilton am Morgenhimmel in AR. = 14^h, D. = +2°. Der Komet war ziemlich hell und besass einen gut definierten Kern 7. Grösse mit einem ca. 10' langen Schweife. Mit abnehmender Entfernung von Sonne und Erde nahm die Helligkeit rasch zu, leider aber auch wegen der kleinen Periheldistanz die Annäherung an die Sonne, so dass der Komet bereits in der zweiten Dezemberwoche in den Sonnenstrahlen verschwand. Die letzte Beobachtung vor dem Perihel ist am 9. Dezember von Millosevich in Rom angestellt worden.

Ende November stand der Komet für die Beobachtung am günstigsten; er hatte um diese Zeit einen Durchmesser von $2^1/_2{}'$, besass einen deutlichen Kern und zeigte eine fächerförmige Ausstrahlung nach der Sonne hin. Zugleich war neben dem Hauptschweif ein kürzerer, aber hellerer Nebenschweif zu erkennen, der einen Winkel von 30° mit dem ersteren bildete. Auf den photographischen Aufnahmen von Colton auf Mount Hamilton und von Josef und Jan Frič in Prag hat der Hauptschweif eine Länge von 5° — 7°, während die Okularschätzungen nur eine solche von 2° ergaben. Dem blossen Auge war der Komet nicht sichtbar.

Das Spektrum des Kometen ist von Campbell auf Mount Hamilton untersucht worden; es zeigte die charakteristischen Eigenschaften der Kometenspektra ohne besondere Eigentümlichkeiten.

Zufolge der grossen theoretischen Helligkeit in unmittelbarer Nähe des Perihels schienen Tagesbeobachtungen nicht ausgeschlossen zu sein, doch sind solche bisher nicht bekannt geworden.

Für südliche Beobachter musste der Komet kurz nach dem Perihel einige Tage am Abendhimmel sichtbar sein, und in der That ist derselbe am 20. Dezember von Perrine auf Mount Hamilton und an mehrern Abenden bis zum 25. Dezember in der Kapkolonie nahe am Horizonte gesehen worden.

Im Februar 1896 wurde der Komet wieder am Morgenhimmel sichtbar. Zuerst wurde derselbe, soweit bis jetzt bekannt, von Lamp in Kiel am 13. Februar beobachtet; er war noch mässig hell, ziemlich gross und besass einen fixsternartigen Kern 11. — 12. Grösse.

Die Elemente von Lamp, abgeleitet aus vier Normalorten vom 18. bis 29. November lauten:

$$\begin{aligned} T &= 1895 \text{ Dez. } 18.36456 \text{ m. Z. Berlin} \\ \pi &= 233^\circ\ 9'\ 6.7'' \\ \Omega &= 320\ \ 28\ \ 37.3 \\ i &= 141\ \ 37\ \ 58.6 \\ \log q &= 9.283142 \end{aligned} \quad \left.\begin{matrix} \\ \\ \\ \end{matrix}\right\} \text{M. Äq. 1895.0}$$

Faye'scher Komet 1896 . . . Nach der genäherten Vorausberechnung von Engström ist der Komet am 26. September 1895 von Javelle in Nizza aufgefunden worden. Entsprechend der geringen theoretischen Helligkeit, 0.08, war der Komet während der ganzen Erscheinung ausserordentlich lichtschwach, so dass er nur in grossen Fernrohren beobachtet werden konnte. Soweit bis jetzt bekannt, ist der Komet zuletzt am 17. Dezember von Rossard in Toulouse beobachtet worden.

Die Elemente, auf die Engström seine Vorausberechnung stützte, sind die von Möller im Berl. Jahrb. für 1882; der Periheldurchgang fiel in der diesjährigen Erscheinung auf 1896 März 19.3 m. Z. Berlin.

Im Frühjahre und Sommer 1895 war die Wiederkehr des bisher nur in einer Erscheinung beobachteten periodischen Kometen 1884 II (Barnard) zu erwarten. Dr. Berberich hatte eine Vorausberechnung geliefert, die aber zur Wiederauffindung nicht geführt hat. Ein von Swift am 29. Juni 1895 in der Nähe der Ephemeride aufgefundenes, nebelartiges Objekt gehört aller Wahrscheinlichkeit nach nicht dem Kometen an. Wegen seiner theoretischen Helligkeit hätte der Komet wohl gesehen werden können; auch die Unsicherheit der Elemente ist nicht so gross, dass deshalb die Auffindung bedeutenden Schwierigkeiten unterworfen gewesen wäre. Man wird also wohl auch bei diesem Kometen eine beträchtliche Helligkeitsverminderung gegenüber der ersten Erscheinung annehmen müssen.

Für den Brorsen'schen Kometen, der am 7. August 1895 sein Perihel passieren sollte, war in dieser Erscheinung die Stellung zur Sonne zu ungünstig, als dass sich Nachforschungen gelohnt hätten.

Für den Kometen 1889 V (Brooks), dessen zweite Perihel-Opposition im Jahre 1896 bevorsteht, hatte Ch. Lane Poor bereits für die Opposition 1895 eine Ephemeride berechnet, ohne dass aber die Wiederauffindung gelungen wäre.

Untersuchungen über die Grösse und Helligkeit der Kometen und ihrer Schweife hat J. Holetschek angestellt und zunächst die Kometen bis zum Jahre 1760 in Betracht gezogen[1]. Werden mehrere bei verschiedenen Distanzen (r) von der Sonne und

---

[1]) Wiener Akad. Anzeiger. 1895. Nr. XXI.

von der Erde ($\varDelta$) beobachtete und in Grössenklassen (M) ausgedrückte Helligkeiten auf dieselbe Distanz reduziert, so tritt einer der folgenden zwei Fälle ein: Entweder stimmen die Werte der reduzierten Grösse untereinander so nahe überein, dass sie zu einem Mittel vereinigt werden dürfen, oder sie zeigen einen Gang, und zwar immer in der Weise, dass die reduzierte Grösse bei kleinen Radienvektoren, also gegen das Perihel hin, bedeutender erhalten wird als bei grossen. Dieser zweite Fall ist der allgemeinere; er zeigt sich vorzugsweise bei jenen Kometen, die durch längere Zeiträume und insbesondere bei Radienvektoren von sehr verschiedener Grösse beobachtet worden sind, also vor allem bei den mit den grossen Teleskopen der Gegenwart beobachteten Kometen, kann aber auch schon in frühern Zeiten, namentlich an Kometen mit kleiner Periheldistanz, bemerkt worden sein und hat seinen Grund darin, dass die zweite Potenz des Radiusvektors r die in den Kometen bei ihrer Annäherung an die Sonne stattfindenden Veränderungen, durch welche ihre Helligkeit mehr gesteigert wird, als nach dem Verhältnis $1 : r^2 \varDelta^2$ zu erwarten ist, nicht darzustellen vermag. Der erste Fall ist eigentlich nur ein durch Unzulänglichkeit des Beobachtungsmateriales entstandener Specialfall des zweiten; er zeigt sich nämlich dann, wenn der Beobachtungszeitraum so kurz, oder die Genauigkeit der Helligkeitsangaben so gering ist, dass die Abweichungen von dem Verhältnis $1 : r^2 \varDelta^2$ nicht mit Bestimmtheit erkannt werden können, also vor allem bei den meisten der in der vorgelegten Abhandlung untersuchten Kometen.

Die Helligkeitsformel $1 : r^2 \varDelta^2$ vermag also die bei verschiedenen Radienvektoren beobachteten Helligkeiten eines Kometen nur für relativ kurze Zeiträume darzustellen, für längere nicht.

Die Werte der reduzierten Grösse M_1 sind nun diejenigen Zahlen, welche als Anfangspunkte zur Einreihung der verschiedenen Kometen in Grössen- oder Helligkeitsklassen benutzt werden können, da insbesondere der in der Nähe des Perihels auftretende Maximalwert insofern eine gewisse physikalische Bedeutung hat, als er die grösste für einen Kometen erreichbare Helligkeit erkennen lässt und in Verbindung mit der Periheldistanz eine Vorstellung von der Mächtigkeit der für einen Kometen zu erwartenden Schweifbildung geben kann. Der Verfasser hat daher die Ermittlung der reduzierten Grösse für jeden Kometen, dessen Bahn berechnet werden konnte, angestrebt und zu diesem Zwecke für solche Kometen, von denen nur unbestimmte oder gar keine Helligkeitsangaben vorliegen, aus andern durch Zahlen ausdrückbaren Sichtbarkeitsumständen, so aus dem Verschwinden eines Kometen für das blosse Auge oder für ein Fernrohr von einigermassen bekannter Stärke, wenigstens Näherungswerte von M_1 zu ermitteln gesucht.

Aus der Zusammenstellung sämtlicher Resultate lässt sich Folgendes erkennen: Kometen, deren reduzierte Grösse gegen 6^m oder schwächer als 6^m ist, bekommen nur einen kurzen oder licht-

schwachen oder gar keinen für das blosse Auge sichtbaren Schweif. Kometen, deren reduzierte Grösse 4^m oder noch bedeutender ist, bekommen, wenn man von sehr grossen Periheldistanzen absieht, alle einen dem blossen Auge auffallenden Schweif, welcher desto grösser ist, je kleiner, und desto kleiner, je grösser die Periheldistanz ist. In der Strecke zwischen 4^m und 5^m scheint, wenn man wieder von sehr grossen Periheldistanzen absieht, die Grenze für eine bedeutende Schweifentwicklung zu liegen.

Wie die Helligkeiten und Schweiflängen, so hat der Verfasser auch die Durchmesser der Kometen untereinander vergleichbar zu machen gesucht und zu diesem Zwecke die meist in Bogenminuten ausgedrückten scheinbaren Durchmesser auf dieselbe Distanz von der Erde, und zwar auf $\Delta = 1$ reduziert.

Für den Halley'schen Kometen, dessen bisher beobachtete Erscheinungen in dieser Abhandlung vollständig erledigt sind, lässt sich eine Abnahme oder überhaupt eine Veränderlichkeit seiner Grösse oder Helligkeit nicht nachweisen; dasselbe gilt auch von den in den Erscheinungen von 1456 bis 1835 beobachteten Schweiflängen. Da aber trotzdem wegen der jedesmaligen Schweifentwicklung der Komet zweifellos an Masse abnehmen muss, lässt sich vorläufig nicht entscheiden, ob die durch die Untersuchung gefundene angenäherte Konstanz der Grösse eine Folge der Unsicherheit der Beobachtungen oder vielleicht durch gewisse im Kometenkörper stattfindende Vorgänge verursacht ist.

Die Bahn des Kometen 1843 I. Prof. H. Kreutz hat im Verfolge seiner Untersuchungen über das System der Kometen 1843 I, 1880 I und 1882 II seine Rechnungen über den erstgenannten Kometen veröffentlicht. Die neue Ableitung der Bahnelemente dieses Kometen führte ihn zu folgenden Werten derselben:

$$
\begin{aligned}
T &= 1843\ 27.\ \text{Febr.}\ 27.4481960 \pm 0.0012040\ \text{M. Z. Berlin} \\
\omega &= 82^\circ 38'\ 2.46'' \pm 216.1'' \\
\Omega &= 1^\circ 19'\ 51.20'' \pm 264.6'' \quad \Big\}\ 1843.0 \\
i &= 144^\circ 20'\ 4.25'' \pm 32.7'' \\
\log q &= 7.7425105 \pm 0.0012730 \\
e &= 0.9999137 \pm 0.0000076 \\
a &= 64.033 \pm 5.886 \\
U &= 512.39 \pm 70.75\ \text{Jahre.}
\end{aligned}
$$

Weiterhin hat Prof. Kreutz untersucht, in wie weit man die Umlaufszeit variieren kann, ohne mit den Beobachtungen in Widerspruch zu geraten. Zu diesem Zwecke wurden im strengen Anschluss an die Beobachtungen Elemente abgeleitet, welche der Komet besitzen würde, wenn über die Umlaufszeit successive die folgenden Annahmen gemacht werden:

1) U = 36 Jahre; Identität mit Komet 1880 I
2) U = 175 Jahre; Identität mit Komet 1668
3) U = 800 Jahre; gleiche Umlaufszeit mit Komet 1882 II
4) U = ∞; Parabel.

Der Vergleich dieser Elemente mit den Beobachtungen zeigt, wie Prof. Kreutz hervorhebt, »dass die so oft behauptete Identität mit Komet 1880 I gänzlich fallen gelassen werden muss; auch die Voraussetzung der Identität mit Komet 1668 lässt unzulässige Fehler übrig. Dagegen vertragen es vollständig die Beobachtungen, dass der Komet eine gleiche Umlaufszeit wie der Komet 1882 II besitzt; auch noch eine etwas grössere Umlaufszeit würde ihnen nicht widersprechen, ohne dass man aber allzu nahe an die Parabel herangehen dürfte. Die Möglichkeit, dass die Elemente des Kometen 1843 I auch in bezug auf die Umlaufszeit denen des Kometen 1882 II gleichen, kann daher durch die Beobachtungen nicht als ausgeschlossen angesehen werden.

Was die Bahnlage anbetrifft, so besteht eine eigentümliche Relation zwischen den Kometen 1843 I und 1882 II, welche bisher unbeachtet geblieben zu sein scheint.

Es ist die merkwürdige Thatsache, dass die Schnittlinie der Bahnebenen mit den beiden grossen Axen der Kometenbahn zusammenfällt. Da nun ferner die Periheldistanzen beider Kometen nahe gleich sind, lässt sich hieraus mit einiger Sicherheit schliessen:

1. dass die beiden Kometen Stücke eines Hauptkometen sind, und

2. dass die Trennung zu irgend einer frühern Zeit im Perihel oder wenigstens nahe demselben vor sich gegangen ist.

Als Analogon hierzu würden wir beim Kometen 1882 II das Auftreten der Nebenkometen zu betrachten haben, weniger dagegen die Auflösung desselben in einzelne Kernpunkte, da die letztern die ursprüngliche Bahnebene nicht verlassen haben.

Für den Kometen 1880 I lässt sich leider eine ähnliche Betrachtung wie die vorliegende nicht anstellen, da die Bestimmung des Knotens in weiten Grenzen unsicher bleibt.«

Der periodische Komet Brooks 1889 V ist bei seiner Rückkehr am 20. Juni 1890 von Javelle auf der Sternwarte zu Nizza wieder aufgefunden worden. Seine erste Entdeckung durch Brooks geschah am 6. Juni 1889, und bereits die früheste Bahnberechnung durch Dr. Chandler führt diesen zu der Überzeugung, dass es sich um einen Kometen von kurzer Umdrehungszeit handle. In der That fand sich dieselbe zu etwa 7 Jahren. Das grösste Interesse erregte dann der Komet durch die Entdeckung Barnard's, am 1. August 1889, dass dieses Gestirn von zwei kleinen Nebenkometen begleitet sei, zu denen er am 4. August noch einen weitern, sehr lichtschwachen Begleiter fand. Chandler wies zuerst nach, dass dieser Komet 1886 dem Jupiter so nahe kam, dass dieser seine Bahn vollkommen veränderte. Vorher musste er sich nach Chandler in einer grössern Ellipse mit etwa 27 Jahren Umlaufsdauer bewegt haben, ferner muss er 1779 dem Jupiter ebenfalls sehr nahe gekommen sein. Die weitere Untersuchung Chandler's führte diesen

zu dem Ergebnisse, dass der in Rede stehende Komet sehr wahrscheinlich mit dem berühmten Lexell'schen Kometen von 1770 identisch sei. Dr. Charles Lane Poor hat nun sämtliche Beobachtungen des Kometen 1889 V zu einer möglichst erschöpfenden Untersuchung der Bahn desselben benutzt und gefunden, dass dieser Komet 1886 dem Jupiter so nahe kam, dass er sich eine zeitlang innerhalb der Bahn des 1. Jupitermondes bewegte, ja, dass das Centrum des Kometen möglicherweise die Oberfläche Jupiters gestreift hat, sicherlich aber hat es sich dieser Oberfläche bis 112300 englische Meilen genähert. Ferner ist äusserst wahrscheinlich, dass die Dauer, während deren der Komet sich innerhalb des Systems der Jupitermonde befand, 2.65 Tage betrug, und während dieser Zeit machte er fast einen vollen Umlauf um den Jupiter, indem er jovizentrisch einen Bogen von 313° beschrieb. Der Komet trat in das Jupitersystem 1886 Juli 18.77 in 118° Länge, passierte den Jupiter in einer Distanz seines Centrums von 2.28 Jupiterhalbmessern Juli 20.10 und verliess das Jupitersystem Juli 21.43 in 71° Länge. Während dieser Zeit muss er, nach Dr. Poor, mit einem oder mehrern der Jupitersatelliten zusammengetroffen sein. Vor dem Jahre 1886 beschrieb der Komet, nach demselben Berechner, eine Ellipse, in der er sich mit einer Umlaufszeit zwischen 32.60 und 30.17 Jahren bewegte. Der verloren gegangene Lexell'sche Komet wurde vom Jupiter 1779 in dem nämlichen Teile der Bahn des Jupiters gestört, wo dieser Planet und der Komet 1889 V sich am 20. Juli 1886 befanden. Der Zeitunterschied beider Störungen beträgt 107 Jahre. Die Periode des Kometen 1889 V von nahezu 31 Jahren ist kein aliquoter Teil von 107, demnach konnte der Komet 1779 nicht nahe dem Jupiter sein, falls er nicht andere und sehr erhebliche Störungen in der Zwischenzeit erlitten. Solche Störungen fanden zwar statt 1791 und 1827, allein sie waren derart, dass es sehr zweifelhaft bleibt, ob der Komet dadurch 1779 dem Jupiter sehr nahe gebracht wurde, was unbedingt erforderlich ist, wenn beide Kometen identisch sein sollen. Dr. Poor findet, dass die Frage der Identität nicht eher beantwortet werden kann, bis der Komet 1896 genau beobachtet worden ist.

Über die Stabilität der Bewegung eines durch Jupiter gefangenen Kometen hat K. Schwarzschild mathematische Betrachtungen angestellt [1]) auf der Grundlage einer Abhandlung von Poincaré über das Problem der drei Körper. Schwarzschild kommt zu dem Endergebnisse, dass wenn ein Komet in parabolischer oder hyperbolischer Bahn sich dem Sonnensysteme genähert hat und durch die Anziehung des Jupiters in eine elliptische Bahn geworfen wurde, alsdann die Jupiterstörungen im allgemeinen selbst bewirken, dass der Komet auf die Sonne oder auf Jupiter stürzt oder sich wieder

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3361.

in parabolischer oder hyperbolischer Bahn von der Sonne entfernt. Kürzer kann man das Resultat wohl so darstellen, dass die neue elliptische Bahn des gefangenen Kometen im allgemeinen keinen dauernden Bestand hat.

Meteorite.

Meteorite und Wüstensteine. V. Goldschmidt macht darauf aufmerksam[1]), dass es auf der Erde Gebilde giebt, deren Formen denen der Meteoriten gleichen, und deren Bearbeitung durch irdische Agenzien wir studieren können, so dass sie uns durch Analogie der Beantwortung der Frage nach der Gestaltung der Meteoriten vielleicht näher bringen. Solche Steine sind nach Goldschmidt die auf der Oberfläche der Sandwüste zerstreut liegenden, und er zeigt einige Analogien in der Art der Einwirkung und im Effekt zwischen beiden Klassen von Gesteinen auf.

Die Meteoriten in Sammlungen. Im Anhange zu einer grossen Arbeit über die Meteoritensammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums am 1. Mai 1895, giebt Dr. A. Brezina eine chronologisch geordnete Liste aller überhaupt bis zu diesem Datum in Sammlungen aufbewahrten Meteoriten[2]). Dieses Verzeichnis ist mit grösster Sorgfalt zusammengestellt und giebt nicht nur die berichtigten Daten des Falles oder der Auffindung, sowie der Lokalität, sondern auch die Gewichtsangaben des Hauptexemplares und das Gesamtgewicht in Grammen, sowie die petrographische Gruppe, zu der jeder Meteorit gehört. Mit Fortlassung dieser letztern Kolumne ist nachstehend das Verzeichnis wiedergegeben. Die laufende Nummer der 1. Kolumne bezieht sich auf die in der Wiener Sammlung vertretenen Lokalitäten. Das Wiederholungszeichen an Stelle der laufenden Nummer bedeutet Zugehörigkeit zur vorhergehenden Lokalität; das Zeichen — zeigt an, dass die betreffende Lokalität in der Wiener Sammlung nicht vertreten ist. Die in Grammen ausgedrückte Gewichtsangabe des Hauptexemplares und das Gesamtgewicht beziehen sich auf diese Sammlung, zwei Punkte in diesen beiden Rubriken zeigen Gewichte unter einem Gramm, zwei Striche das Fehlen der Lokalität an.

---

[1]) Tschermak's Mineralog. Mitt. **14.** p. 131.
[2]) Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien. **10.** p. 231 u. ff.

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
1	präh., bek. 1857			Oktibbeha Co., Mississippi, U. S.	32° 18 N	88° 47 W	3	3
2	„ gefund. 1882			Anderson, Little Miami, Ham. Co., Ohio, U. S.	39 20 N	84 12 W	5	6
„	„ „ 1889			Till Porter Mound, Frankfort, Ky., U. S.	38 9 N	84 52 W	84	84
3	„ beschr. 1892			Lujan (Villa L.), Argentina, Südamerika	34 33 S	53 59 W	8	8
4	1400	? gefunden		Elbogen, Böhmen (Der verw. Burggraf)	50 12 N	12 44 O	79226	79426
5	1492	Nov.	16	Ensisheim, Sundgau, Ober-Elsass	47 51 N	7 22 O	422	658
6	1520	bekannt		Zacatecas, Mexico	22 47 N	102 32 W	1429	2014
7	1600	„		La Caille, Grasse, Var, Frankreich	43 47 N	6 43 O	144	340
8	1600	„		Morito, Hacienda S. Gregorio, Allende, Mexico	27 53 N	105 40 W	10	18
9	1660	gefunden		Muchachos, Carleton Tucson, Arizona, Mexico	32 12 N	110 51 W	450	450
„		gefund. 1869		„ Tucson Ainsa, S. Rita, Son., Mex.	—	—	163	171
„		„ 1784		„ false Hacienda Concepcion, Chihuahua, Mexico	—	—	1	1
—	1668	Juni	21	Vago, Caldiero, Verona, Italien	45 25 N	11 8 O	—	—
10	1715	April	11	Schellin, Garz, Stargard, Pommern	53 20 N	15 0 O	2	2
11	1723	Juni	22	Ploschkowitz, Reichstadt, Böhmen	50 41 N	14 39 O	3	3
12	1724	bekannt		Grimma, Sachsen	51 13 N	12 43 O	—	—
„		gefunden 1751		Steinbach, Johanngeorgenstadt, Sachsen	50 25 N	12 40 O	805	1204
„		„ 1833		Rittersgrün, Schwarzenberg, Sachsen	50 29 N	12 48 O	1342	1815
„		„ 1861		Breitenbach, Platten, Böhmen	50 23 N	12 46 O	64	64
13	1730	circa		Ogi, Koshiro, Provinz Hizen, Japan	33 10 N	130 0 O	18	22
14	1749	gefunden		Krasnojarsk, Sibirien (Pallaseisen)	55 30 N	92 0 O	2502	3455
15	1751	Mai	26	Hraschina, Agram, Croatien	46 6 N	16 20 O	39185	39245
16	1753	Juli	3	Krawin bei Plan, Tabor, Böhmen	49 21 N	14 43 O	2789	4063
17	1753	Sept.	7	Luponnas, Ain, Frankreich	46 14 N	4 59 O	78	84
18	1763	bekannt		Siratik, Senegal, Westafrika	14 0 N	11 0 W	223	491
19	1766	Juli	Mitte	Albareto, Modena, Italien	44 41 N	10 57 O	26	46
20	1768	Sept.	13	Lucé, Sarthe, Frankreich	47 52 N	0 30 O	146	166
21	1768	Nov.	20	Mauerkirchen, Bayern, jetzt Oberösterreich	48 12 N	13 7 O	417	588
22	1773	Nov.	17	Sena, Sigena, Aragonien, Spanien	41 36 N	0 0 O	24	28
23	1780	gefunden		Descubridora, Catorze, S. Luis Potosi, Mexico	23 44 N	100 58 W	[illegible]	[illegible]

25	1784	bekannt		Prambanan, Surakarta, Java					
26	1784	„		Xiquipilco, Toluca, Mexico	19 44 N	99 35 W	52850	120325
„		„		Ixtlahuaca, Toluca, Mexico	19 37 N	99 34 W	221	221
„		„		Hacienda di Maṅi	—	—	42	42
„		„		Sierra blanca, Durango, Mexico (angeblich)	27 15 N	105 4 W	—	—
„		gefunden 1858		Rincon de Caparrosa, Mexico	17 31 N	99 48 W	20	20
27	1784	gefunden		Adargas, Concepcion, Chihuahua, Mexico	26 46 N	105 14 W	435	574
28	1784	„		Bemdego, Bahia, Brasilien	10 20 S	40 10 W	1935	2322
29	1785	Febr.	19	Wittmess, Eichstädt, Bayern	48 52 N	11 10 O	122	128
30	1787	Okt.	13	Jigalowka, Bobrik, Charkow, Russland	50 17 N	35 10 O	2	2
31	1790	Juli	24	Barbotan, Landes, Frankreich	43 57 N	0 4 O	344	618
32	1793	gefunden		Capland, Südafrika	34 0 S	27 30 O	598	947
33	1794	Juni	16	Siena, Lucignan d'Asso, Toskana, Italien	43 7 N	11 36 O	106	192
34	1795	Dez.	13	Wold Cottage, Yorkshire, England	54 9 N	0 24 W	65	102
35	1796	Jan.	16	Bjelaja Zerkow, Ukraine, Kiew, Russland	49 50 N	30 6 O	118	118
36	1798	März	8—12	Salles, Villefranche, Rhône, Frankreich	46 3 N	4 37 O	291	333
37	1798	Dez.	19	Benares, Krakhut, Ostindien	25 38 N	83 0 O	559	662
38	1800	gefunden		Imilac, Atacama, Südamerika	23 59 S	69 34 W	2895	3687
„		gefunden 1879		Campo del Pucara, Catam., Argentina	27 20 S	67 20 W	5	5
39	1802	gefunden		Albacher Mühle, Bitburg, Niederrhein	49 59 N	6 30 O	78	109
40	1802	Jan.	—	Tonnellier, Mauritius, Maskarenen, Ostafrika	20 10 S	57 35 O	3	3
41	1803	April	26	L'Aigle, Normandie, l'Orne, Fraunkreich	48 45 N	0 38 O	1504	4054
42	1803	Okt.	8	Saurette, Apt, Vaucluse, Frankreich	43 52 N	5 23 O	297	297
43	1803	Dez.	13	Sankt Nicolas, Müssing, Bayern	48 27 N	12 36 O	2	2
44	1804	beschrieben		Charcas, San Louis Potosi, Mexico	23 14 N	101 7 W	106	190
45	1804	„		Misteca, Oaxaca, Mexico	16 45 N	97 4 W	764	1945
46	1804	bekannt		Teposcolula, Oxaca, Mexico	17 29 N	96 34 W	15	15
„	1804	„		Mexico, von Humboldt mitgebr. Goldbach's Eis	—	—	36	36
47	1804	„		(Pila) Durango, Mexico	24 2 N	104 36 W	578	790
„		gefunden 1882		Rancho de la Pila, Durango, Mexico	—	—	19	19
48	1804	gefunden		Darmstadt, Hessen	49 52 N	8 38 O	5	5
49	1804	April	5	High Possil, Glasgow, Schottland	55 54 N	4 18 W	15	15
50	1804	Nov.	24	Bocas (Hacienda de B.), San Louis Potosi, Mexico	22 12 N	100 58 W	1	1
51	1805	April	6	Doroninsk, Irkutsk, Sibirien	50 30 N	112 20 O	31	61
52	1805	Juni	—	Constantinopel, Türkei	41 0 N	28 58 O	6	6
53	1805	Nov.	—	Asco, Corsica	42 28 N	9 2 O	18	18
54	1806	März	15	Alais, Gard, Frankreich	44 0 N	4 15 O	1	1
55	1807	„	25	Timoschin, Juchnow, Smolensk, Russland	54 48 N	35 10 O	52	141

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
56	1807	Dez.	14	Weston, Fairfield Co., Connect, U. S.	41°15 N	73°34 W	84	183
57	1808	gefunden		Cross Timbers, Red River, Texas, U. S.	32 7 N	95 10 W	641	1297
58	1708	»		Disko-Eiland, Grönland	69 30 N	52 0 W	—	—
»		gefunden	1819	Niakornak, Grönland	69 25 N	50 30 W	1	1
»		»	1852	Fortuna-Bay, Davis Strait, Grönland	69 20 N	54 10 W	6	6
»		»	1870	Ovifac, Grönland	69 20 N	54 1 W	41110	42637
59	1808	gefunden		Mooradabad, Delhi, Ostindien	28 50 N	78 48 O	1	1
60	1808	April	19	Borgo San Donino, Cusignano, Parma, Italien	44 47 N	10 4 O	184	264
61	1808	Mai	22	Stannern, Iglau, Mähren	49 18 N	15 36 O	6365	15588
62	1808	Sept.	3	Lissa, Bunzlau, Böhmen	50 12 N	14 54 O	3102	3806
63	1809	gefallen		Kikino, Wjasemsk, Smolensk, Russland	55 17 N	34 13 O	21	21
64	1810	gefunden		Rasgata, Tocavita, Columbien	5 15 N	73 45 W	628	1266
65	1810	»		Rokičky, Brahin, Minsk, Russland	51 46 N	30 10 O	3028	3320
66	1810	Aug.	—	Mooresfort, Tipperary, Irland	52 27 N	8 17 W	254	278
67	1810	Nov.	23	Charsonville, Loiret, Frankreich	47 56 N	1 35 O	524	604
»	1810	»	»	Chartres, Eure et Loir, Frankreich	48 26 N	1 29 O	—	—
»	1810	»	»	Boisfontaine	—	—	34	35
»	1810	»	»	Meung	—	—	54	54
»	1810	»	»	La Touanne	—	—	1	1
68	1811	März	12	Kuleschowka, Gouv. Poltawa, Russland	50 43 N	33 45 O	153	194
69	1811	Juli	8	Berlanguillas, Burgos, Castilien, Spanien	41 41 N	3 48 W	198	198
70	1812	April	10	Toulouse, Haute Garonne, Frankreich	43 47 N	1 9 O	16	16
71	1812	»	15	Erxleben, Magdeburg, Preussen	52 13 N	11 14 O	52	88
72	1812	Aug.	5	Chantonnay, Vendée, Frankreich	46 40 N	1 5 W	2281	2790
73	1813	Sept.	5—6	Borodino, Gouv. Moskau, Russland	55 33 N	35 47 O	2	2
74	1813	»	10	Limerick, Adare, Irland	52 30 N	8 42 W	69	163
75	1813	Dez.	13	Luotolaks, Wiborg, Finnland,	61 13 N	27 49 O	16	16
76	1814	gefunden		Lenarto, Sároser Comitat, Ungarn	49 18 N	21 41 O	2805	3243
—	1814	—	—	Gurram Konda, Madras, Ostindien	13 47 N	78 37 O	—	—
—	1814	Jan.	23	Scholakoff, Ekaterinoslaw, Russland	48 15 N	36 0 O	—	—
77	1814	Febr.	15	Alexejewka, Bachmut, Ekaterinoslaw, Russland	48 34 N	37 52 O	1150	1244

80	1815	Okt.	3	Chassigny, Haute Marne, Frankreich	47 43 N	5 23 O	59	99
81	1818	gefunden		Cambria, Lockport, New-York, U. S.	43 9 N	78 43 W	150	299
82	1818	„		Sowallik, Baffinsbay, Grönland	76 22 N	58 0 W	3	3
83	1818	April	10	Zaborzika, Volhynien, Russland	50 15 N	27 30 O	55	113
„		beschrieb.	1859	Czartoya, Volhynien	51 14 N	25 49 O	—	—
84	1818	Juni	—	Seres, Macedonien, Türkei	41 5 N	23 34 O	4780	6485
85	1818	Aug.	10	Slobodka, Smolensk, Russland	54 48 N	35 10 O	90	90
86	1819	bekannt		Burlington, Otsego Co., New-York, U. S.	42 42 N	75 25 W	43	71
87	1819	Juni	13	Jonzac, Saintonge, Frankreich	45 26 N	0 27 W	554	1157
88	1819	Okt.	13	Politz, Gera, Deutschland	50 57 N	12 2 O	389	404
89	1820	gefunden		Guilford Co., Nord-Carolina, U. S.	35 48 N	78 29 W	8	8
90	1820	Juli	12	Lasdany, Lixna, Witebsk, Russland	56 0 N	26 25 O	251	268
91	1821	Juni	15	Juvinas, Ardèche, Frankreich	44 42 N	4 21 O	484	682
92	1822	„	3	Angers, Maine et Loir, Frankreich	47 28 N	0 34 W	2	2
93	1822	Aug.	7	Kadonah, Agra, Ostindien	27 12 N	78 3 O	2	2
94	1822	Sept.	13	La Baffe, Epinal, Vosges, Frankreich	48 9 N	6 35 O	17	17
95	1822	Nov.	30	Allahabad, Futtehpore, Ostindien	25 57 N	80 50 O	446	494
96	1822 oder 1823			Umbala, Delhi, Ostindien	30 24 N	76 47 O	3	3
98	1823	Aug.	7	Nobleboro, Lincoln Co., Maine, U. S.	44 5 N	69 40 W	6	6
98	1823	Ende		Botschetschki, Kursk, Russland	50 23 N	36 5 O	3	3
99	1824	Jan.	15	Renazzo, Ferrara, Italien	44 47 N	11 18 O	67	113
100	1824	Febr.	18	Tounkin, Irkutsk, Sibirien	51 50 N	102 50 O	.	.
101	1824	Okt.	14	Praskoles, Zebrak, Böhmen	49 52 N	13 55 O	353	449
102	1825	Febr.	10	Nanjemoy, Chas. Co., Maryland, U. S.	38 28 N	77 16 W	351	351
103	1825	Sept.	27	Honolulu, Owahu, Sandwich-Inseln	21 30 N	158 0 W	165	261
104	1826	gefunden		Nauheim, Frankfurt, Hessen	50 22 N	8 44 O	53	53
105	1826	Mai	19	Mordvinovka, Pawlograd, Ekaterinosl., Russland	48 32 N	35 32 O	386	445
106	1826	„	25	Galapian, Agen, Lot et Garonne, Frankreich	44 13 N	0 38 O	2	2
107	1827	gefunden		Newstead, Roxburgshire, Schottland	55 37 N	2 42 W	364	429
108	1827	Febr.	16	Mhow, Azim Gur, Ostindien	25 57 N	83 36 O	24	24
109	1827	Mai	9	Drake Creek, Nashville, Tennessee, U. S.	36 9 N	87 0 W	34	68
110	1827	Okt.	5	Bialystok, Jasly, Russland	53 12 N	23 10 O	59	59
111	1828	Juni	4	Richmond, Henrico Co., Virginia, U. S.	37 32 N	77 35 W	66	138
112	1829	gefunden		Bohumilitz, Prachin, Böhmen	49 6 N	13 49 O	2590	2694
113	1829	Mai	8	Forsyth, Monroe Co., Georgia, U. S.	33 0 N	84 13 W	51	88
114	1829	Aug.	14	Deal, Longbranch, New-Jersey, U. S.	40 17 N	74 12 W	.	.
115	1829	Sept.	9	Krasnoj-Ugol, Räsan, Russland	53 56 N	40 28 O	11	11
—	1830	Mai	17	Perth, Schottland	56 24 N	3 27 O	—	—

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
116	1831	Mai	13	Vouillé, Poitiers, Vienne, Frankreich	46° 37 N	0° 8 O	88	88
117	1831	Sept.	9	Znorow, Wessely, Mähren	48 54 N	17 21 O	3672	3680
118	1832	gefunden		Walker, Co., False Morgan Co., Alabama, U.	33 45 N	87 28 W	65	65
119	1833	Nov.	25	Blansko, Brünn, Mähren	49 20 N	16 38 O	69	69
120	1834	gefunden		Lime Creek, Claiborne, Alabama, U. S.	31 32 N	87 45 W	231	239
121	1834	»		Scriba, Oswego Co., New-York, U. S.	43 28 N	76 25 W	83	83
122	1834	Jan.	8	Okniny, Volhynien, Russland	50 6 N	25 40 O	110	110
123	1834	Juni	12	Charwallas, Hissar, Delhi, Ostindien	29 12 N	75 40 O	18	19
124	1835	gefunden		Black Mountain, Buncombe Co., Nord-Car., U. S.	35 44 N	82 20 W	45	45
125	1835	Jan.	31	Mascombes, Corrèze, Frankreich	45 20 N	1 52 O	1	1
126	1835	Aug.	1	Charlotte, Dickson Co., Tennessee, U. S.	36 15 N	87 22 W	165	166
127	1835	»	4	Aldsworth, Cirencester, England	51 43 N	1 58 W	14	15
128	1835	Nov.	13	Belmont, Simonod, Ain, Frankreich	45 55 N	5 40 O	.	.
129	1836	bekannt		Wichita Co., Brazos, Texas, U. S.	33 43 N	98 45 W	1402	4886
—	1836	gefunden		Great Namaland, Südafrika	32 15 S	25 55 O	—	—
130	1836	Sept.	14	Aubres, Drôme, Frankreich	44 22 N	5 8 O	8	8
131	1836	Nov.	11	Macao, Rio Assu, Brasilien	4 55 S	37 10 W	199	588
132	1837	bekannt		Coahuila, Bolson de Mapini, Mexico	28 42 N	102 48 W	198000	211371
»		»		Santa Rosa, Saltillo, Coahuila	27 55 N	101 30 W	39	59
»		»		Saltillo, Coahuila	25 28 N	101 2 W	2	2
133	1837	Juli	24	Gross-Divina, Trentschiner Comitat, Ungarn	49 15 N	18 44 O	64	64
134	1837	Aug.	—	Esnandes, Charente inférieure, Frankreich	46 14 N	1 10 W	42	42
135	1838	bekannt		Simbirsk Partsch, Russland	—	—	10	10
136	1838	»		Slobodka Partsch, Russland	—	—	71	148
137	1838	Jan.	29	Kaee, Sandee, Oude, Ostindien	27 25 N	81 8 O	4	4
138	1838	Apr.	18	Akburpoor, Saharanpoor, Ostindien	26 25 N	79 57 O	30	30
139	1838	Juni	6	Chandakapoor, Beraar, Ostindien	21 10 N	79 10 O	98	105
140	1838	Juli	22	Montlivault, Loire et Cher, Frankreich	47 40 N	1 25 O	8	8
141	1838	Okt.	13	Cold Bokkeveld, Capland, Südafrika	32 30 S	19 30 O	436	666
142	1839	bekannt		Baird's Farm, Asheville, Nord-Carolina, U. S.	35 36 N	82 31 W	256	271
143	1839	gefunden		Putnam Co., Georgia, U. S.	33 18 N	83 35 W	87	136
144	1839	Febr.	13	Pine Bluff, Little Piney, Missouri, U. S.	37 55 N	92 5 W	62	62

147	1840	„		Carthage (Coney Fork), Smith Co., Tenn., U. S.	36 17 N	86 12 W	569	806
148	1840	„		(Smithville) Caryfort, De Calb Co., Tenn., U. S.	36 17 N	86 12 W	97	100
„		gefund. 1892		Smithville, De Calb Co., Tennessee, U. S.	35 56 N	85 46 W	940	954
149	1840	gefunden		Magura, Szlanicza, Arva, Ungarn	49 20 N	19 29 O	10590	30193
150	1840	„		Smithland, Livingstone Co., Kentucky, U. S.	37 10 N	88 40 W	105	118
151	1840	„		Tarapaca, Hemalga, Chile	19 57 S	69 40 W	243	329
152	1840	Mai	9	Karakol, Ajagus, Russland, Asien	47 50 N	80 10 O	1	1
153	1840	Juni	12	Staartje, Uden, Holland	51 40 N	5 35 O	.	.
154	1840	Juli	17	Cereseto, Casale, Monferrate, Piemont	45 4 N	8 20 O	110	136
155	1841	März	22	Grüneberg, Preussisch-Schlesien	51 56 N	15 22 O	9	17
156	1841	Juni	12	Chateau Renard, Loiret, Frankreich	47 56 N	2 58 O	350	837
—	1841	Sept.	6	Saint Christophe (la Chartreuse), Vendée, Frk.	46 57 N	1 31 W	—	—
157	1842	gefunden		Babb's Mill, Green Co., Tennessee, U. S	36 8 N	82 52 W	20	20
„		bekannt 1876		Green Co., Tennessee, U. S.	—	—	128700	129099
158	1842	April	26	Pusinsko Selo, Milena, Croatien	46 11 N	16 4 O	192	192
159	1842	Juni	3	Aumières, Lozère, Frankreich	44 18 N	3 13 O	5	5
—	1842	Juli	4	Barea, Logroño, Spanien	42 23 N	2 30 W	—	—
160	1843	bekannt		Sanct Augustine's Bay, Madagascar	23 20 S	44 20 O	1	1
161	1843	März	25	Bishopville, Süd-Carolina, U. S.	34 12 N	80 12 W	45	45
162	1843	Juni	2	Utrecht, Holland	52 8 N	5 8 O	204	373
163	1843	„	29	Manegaon, Eidulabad, Ostindien	17 59 N	75 37 O	1	1
164	1843	Sept.	16	Klein-Wenden, Erfurt, Preussen	51 24 N	10 38 O	130	174
165	1843	Nov.	12	Werchne Tschirskaja, Don, Russland	48 25 N	43 10 O	94	94
166	1844	Jan.	—	Cosina (Cerro C.), Dolores Hidalgo, Mexico	20 56 N	100 23 W	52	57
167	1844	April	29	Killeter, Tyrone, Irland	54 44 N	7 40 W	1	1
168	1844	Okt.	21	Favars, Aveyron, Frankreich	46 4 N	0 38 O	1	1
169	1845	Jan.	25	Le Pressoir, Louans, Indre et Loire, Frankr.	47 9 N	1 18 O	3	3
—	1845	Mai	—	Baratta, Deniliquin, Neu-Caledonien	35 26 S	145 4 O	—	—
170	1845	Juli	14	La Vivionnère, Teilleul, Manche, Frankreich	48 32 N	0 53 W	7	7
171	1846	beschrieben		Jackson Co., Tennessee, U. S.	36 25 N	85 55 W	10	13
—	1846	gefunden		Deep Springs Farm, Nord-Carolina, U. S.	34 57 N	79 38 W	—	—
172	1846	„		Netschaëvo, Tula, Russland	54 35 N	37 34 O	468	1192
173	1846	„		Assam, Ostindien	26 15 N	92 30 O	140	188
174	1846	Mai	8	Monte Milone, Macerata, Italien	43 16 N	13 21 O	4	4
175	1846	Aug.	14	Cape Girardeau, Missouri, U. S.	37 19 N	89 31 W	93	93
176	1846	Dez.	25	Schönenberg, Schwaben, Bayern	48 9 N	10 26 O	22	23
177	1847	gefunden		Murfreesboro, Rutherford Co., Tennessee, U. S.	35 50 N	86 38 W	948	949
178	1847	„		Seeläsgen, Brandenburg, Preussen	52 14 N	15 23 O	4814	6580

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
179	1847	gefunden		Chesterville, Chester Co., Süd-Carolina, U. S.	36° 40 N	81° 7 W	744	884
180	1847	Febr.	25	Hartford, Linn Co., Jowa, U. S.	41 58 N	91 57 W	140	241
181	1847	Juli	14	Braunau, Böhmen	50 36 N	16 19 O	2132	2457
182	1848	Mai	20	Castine, Hancock Co., Maine, U. S.	44 29 N	68 57 W	1	1
183	1848	Juli	4	Montignac, Marmande, Aveyron, Frankreich	44 31 N	0 10 O	25	25
184	1848	Dez.	27	Ski, Akershuus, Norwegen	59 56 N	11 18 O	30	30
185	1849	Okt.	31	Monroe, Cabarras Co., Nord-Carolina, U. S	35 0 N	80 9 W	80	138
186	1850	beschrieben		Ruff's Mountain, Lexington-Co., Süd-Car., U. S.	34 16 N	81 40 W	369	657
187	1850	»		Miller's Run, Pittsburg, Pennsylvania, U. S.	40 28 N	80 8 W	2	2
188	1850	»		Saltriver, Kentucky, U. S.	37 58 N	85 38 W	45	45
189	1850	gefunden		Schwetz, Preussen	53 24 N	18 26 O	438	843
190	1850	»		Seneca Falls, Seneca River, New-York, U. S.	42 55 N	77 0 W	817	820
191	1850	»		Botetourt, Virginia, U. S.	33 0 N	79 0 W	.	.
192	1850	Juni	13	Kesen, Iwate, Japan	39 30 N	142 0 O	378	419
193	1850	Nov.	30	Shalka, Bancoorah, Ostindien	23 5 N	87 22 O	166	199
194	1851	April	17	Gütersloh, Minden, Westphalen	51 55 N	8 21 O	87	87
195	1851	Som.	—	Quinçay (Gençay), Vienne, Frankreich	46 25 N	0 24 O	2	3
196	1851	Nov.	5	Nulles, Catalonien, Spanien	41 38 N	0 45 W	23	27
197	1852	bekannt		Chupaderos, Chihuahua, Mexico	27 0 N	105 4 W	545	658
198	1852	»		(Fort Duncan), Sancha, Gouch, Texas, U. S.	—	—	446	619
»		gefund.	1882	Fort Duncan, Maverick Co., Texas, U. S.	28 45 N	100 30 W	12140	13029
»		beschrieb.	1881	Locality unknown, Smithson	—	—	3	3
»		gefund.	1846	false Cañada de Hierro oder Taos	—	—	3	3
—	1852	gefunden		Cranberry Plains, Popolar Hill, Virg., U. S.	37 13 N	80 47 W	—	—
199	1852	»		Mainz, Hessen, Deutschland	50 0 N	8 16 O	63	119
200	1852	Jan.	23	Yatoor, Nellore, Madras, Ostindien	14 18 N	79 46 O	201	202
201	1852	Sept.	4	Mezö-Madarász (Fekete), Siebenbürgen	46 37 N	24 19 O	9866	12523
202	1852	Okt.	13	Borkut, Marmaros, Ungarn	48 7 N	24 17 O	102	191
203	1852	Dez.	2	Bustee, Goruckpur, Ostindien	26 45 N	82 42 O	15	21
204	1853	bekannt		Lion River, false Grosses Namaland, Südafrika	23 40 S	17 40 O	138	280
205	1853	gefunden		Tazewell, false Knoxville, Tennessee, U. S.	36 25 N	83 38 W	138	165
206	1853	»		Union Co., Georgia, U. S.	34 49 N	84 12 W	16	16

209	1853	„ 6	Duruma, Wanikäland, Ostafrika	3 57 S	40 31 O	1	1
	1854	beschrieben	Long Creek, Jefferson Co., Kentucky, U. S.	—	—	—	—
210	1854	bekannt	Jewell Hill, Madison Co., Nord-Carolina, U. S	35 32 N	82 28 W	41	48
211	1854	gefunden	Madoc, Ober-Canada, U. S.	45 31 N	73 35 W	210	210
212	1854	„	Emmetsburg, Maryland, U. S.	39 40 N	77 27 W	9	9
213	1854	„	Werchne Udinsk, Niro, Witim, Sibirien	57 0 N	113 40 O	191	423
214	1854	„	Tabarz, Thüringen	50 53 N	10 31 O	16	16
215	1854	„	Cranbourne, Melbourne, Victoria, Australien	38 11 N	145 20 O	938	1100
216	1854	„	Sarepta, Saratow, Russland	48 28 N	44 29 O	394	751
217	1854	„	Temora, Narraburra Creek, Neusüdw., Austr.	34 10 S	147 43 O	52	52
—	1854	Sept. 5	Linum, Ferbellin, Preussen	52 46 N	12 52 O	—	—
218	1855	gefunden	Orange River, Garib, Südafrika	30 0 S	21 0 O	47	47
219	1855	„	Barranca blanca, S. Francisco-Pass, Chile	28 3 S	69 10 W	66	66
220	1855	Mai 11	Kaande, Oesel, Livland	58 30 N	22 2 O	21	21
221	1855	„ 13	Gnarrenburg, Bremervörde, Hannover	53 30 N	9 8 O	311	348
222	1855	Juni 7	Saint Denis Westrem, Belgien	51 4 N	3 40 O	322	326
223	1855	Aug. 5	Petersburg, Lincoln Co., Tennessee, U. S	35 20 N	86 50 W	24	24
224	1956	bekannt	Denton Co., Texas, U. S.	33 12 N	97 10 W	203	203
225	1856	gefunden	Fort Pierre, Nebrasca, Missouri, U. S.	44 12 N	101 0 W	489	1715
226	1856	„	Hainholz, Paderborn, Minden, Westphalen	51 43 N	8 46 O	417	760
227	1856	„	Miney, Taney Co., Missouri, U. S.	36 35 N	93 12 W	28930	39077
„		gefund. 1860	false Newton Co., Arkansas, U. S.	—	—	21	36
228	1856	Juni —	Avilez, Durango, Mexico	24 50 N	104 34 W	3	3
—	1856	Aug. 5	Oviedo, Asturien, Spanien	43 22 N	5 52 W	—	—
229	1856	Nov. 12	Trenzano Brescia, Italien	45 28 N	10 2 O	1533	1819
230	1857	gefunden	Laurens Co., Süd-Carolina, U. S.	34 30 N	81 54 W	1417	1484
—	1857	„	Locust Grove, Henry Co., Georgia, U. S.	33 23 N	84 20 W	—	—
231	1857	Febr. 28	Parnallee, Madura, Ostindien	9 14 N	78 21 O	691	739
232	1857	März 24	Stawropol, Kaukasus, Russland	45 4 N	41 58 O	18	22
233	1857	April 1	Heredia, Costa Rica, Central-Amerika	8 45 N	83 25 W	24	24
234	1857	„ 15	Kaba, Debreczin, Ungarn	47 22 N	21 16 O	23	39
235	1857	Okt. 1	Les Ormes, Yonne, Frankreich	47 51 N	3 15 O	2	2
236	1857	„ 11	Veresegyháza, Ohaba, Blasendorf, Ungarn	46 4 N	22 53 O	15655	15764
237	1857	Dez. 27	Quenggouk, Pegu, Hinterindien	17 30 N	95 0 O	327	506
238	1858	bekannt	Wooster, Wayne Co., Ohio, U. S.	40 0 N	83 0 W	.	.
239	1858	gefunden	Joels Eisen, Atacama, Bolivia, Chile, Südamerika	25 23 S	70 2 W	3	5
240	1858	„	Staunton IV, Augusta Co., Virginia, U. S.	38 8 N	79 4 W	2595	4828
241	1858	„	Trenton, Milw., Washington Co., Wiscons., U. S.	43 22 N	88 8 W	701	1109

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamt-Gewicht
242	1858	Mai	19	Kakowa, Temeser Banat, Ungarn	45° 6 N	21°38 O	327	327
243	1858	Aug.	—	Zmen, Gouvernement Minsk, Russland	51 53 N	26 40 O	116	116
244	1858	Dez.	9	Aussun, Montréjeau, Haute Garonne, Frankr. . .	43 5 N	0 33 O	747	1038
245	1858	»	24	Molina, Murcia, Spanien	38 7 N	1 10 W	14	14
246	1869	gefunden		Port Orford, Rogue River Mts., Oregon, U. S. . .	42 46 N	123 10 W	4	4
247	1859	März	28	Harrison Co., Indiana, U. S.	38 25 N	84 30 W	7	13
248	1859	April	4	Mexico, Pampanga, Philippinen	15 0 N	120 50 O	16	23
249	1859	Mai	—	Bueste, Pau, Pyrenées, Frankreich	43 18 N	0 37 W	40	66
250	1859	Aug.	11	Bethlehem, Albany, New-York, U. S.	42 27 N	74 0 W	.	.
251	1860	beschrieben		Marshall Co., Kentucky, U. S.	36 57 N	88 36 W	73	73
252	1860	bekannt		Coopertown, Roberston Co., Tennessee, U. S . .	35 40 N	87 0 W	695	884
253	1860	gefunden		Lagrange, Oldham Co., Kentucky, U. S.	37 50 N	85 30 W	210	442
254	1860	»		Cleveland, East Tennessee, U. S.	35 4 N	84 54 W	930	1055
255	1860	»		Nelson Co., Kentucky, U. S.	37 48 N	85 37 W	17200	24504
256	1860	»		Lutschaunig, Atacama-Wüste, Südamerika . . .	20 0 S	70 0 W	2	2
257	1860	Febr.	2	Alessandria, San Giuliano vecchio, Piemont . . .	44 54 N	8 35 O	78	78
258	1860	März	28	Kheragur, Agra, Ostindien	27 14 N	77 30 O	23	23
259	1860	Mai	1	New Concord, Musk. Co., Ohio, U. S.	40 3 N	81 40 W	1139	1570
260	1860	Juni	16	Kusiali, Kumaon, Ostindien	30 0 N	79 0 O	.	.
261	1860	Juli	14	Dhurmsala, Kangra, Ostindien	31 55 N	77 0 W	818	1718
262	1861	bekannt		Vaca muerta, Sierra de Chaco, Atacama	25 40 S	70 10 W	964	1425
»		»		San Pedro de Atacama	22 22 S	68 48 W	258	258
»		gefund. 1863		Jarquerapass	27 54 S	69 50 W	1520	1520
»		—		Chañaral, Atacama	26 18 S	70 44 W	217	217
263	1861	Mai	12	Butsura, Goruckpur, Ostindien	27 7 N	84 19 O	555	588
264	1861	»	14	Canellas, Villa nova, Barcelona, Spanien	41 15 N	1 40 O	1	1
265	1861	Juni	28	Mikenskoi, Grosnaja, Kaukasus	43 21 N	45 42 O	198	343
266	1862	gefunden		Victoria West, Capcolonie, Südafrika	32 53 S	26 50 O	160	172
267	1862	»		Kokomo, Howard Co., Indiana, U. S.	40 31 N	86 5 W	15	15
268	1862	Okt.	1	Sevilla, Andalusien, Spanien	37 22 N	5 52 W	.	.
269	1862	»	7	Menow, Alt-Strelitz, Mecklenburg	53 11 N	13 8 O	159	160
270	1863	bekannt		Saint François Co., südöstliches Missouri, U. S. .	37 49 N	89 55 W	300	327

272	1863	gefunden						
273	1863	»		Bückeberg, Obernkirchen, Preussen	52 10 N	9 8 O	19	19
274	1863	»		Copiapo, Chile	27 21 S	70 33 W	568	1221
»		gefund. 1865		Sierra di Deesa	—	—	2	2
275	1863	gefunden		Dacotah, Indian Territory, U. S.	46 0 N	100 0 W	5	7
276	1863	März	16	Pulsora, Rutlaw, Ostindien	23 17 N	74 56 O	49	49
277	1863	Juni	2	Scheikahr Stattan, Buschof, Curland	56 18 N	25 53 O	528	605
278	1863	Aug.	8	Pillistfer (Aukoma), Livland	58 41 N	25 40 O	21	30
»	1863	»	»	» (Wahhe), Livland	58 40 N	25 40 O	6	6
»	1863	»	»	» (Kurla), Livland	58 41 N	25 41 O	1673	1673
279	1863	»	11	Shytal, Dacca, Ostindien	23 44 N	90 24 O	184	224
280	1863	Dez.	7	Tourinnes la Grosse, Tirlemont, Belgien	50 49 N	4 56 O	203	266
281	1863	»	22	Manbhoom, Bengalen Ostindien	23 19 N	86 33 O	122	201
282	1863	od. 1864 gefund.		Tom Hannock Creek, Rensselaer Co., New-Y.	41 27 N	76 0 W	22	22
283	1864	gefunden		Nejed, Central-Arabien, Afrika	28 0 N	45 0 O	126	126
284	1864	April	12	Nerft, Curland (Pohgel)	56 10 N	25 20 O	139	167
»	1864	»	»	» » (Swajahn)	—	—	988	988
285	1864	Mai	14	Orgueil, Tarn et Garonne, Frankreich	43 44 N	1 24 O	22	37
286	1864	Juni	26	Dolgowoli, Volhynien	50 46 N	25 20 O	101	101
—	1864	Dez.	11	Turanaki, Wairarapa Valley, Neuseeland	39 22 S	175 53 O	—	—
287	1865	gefunden		Dellys, Algier	36 49 N	3 50 O	9	9
288	1865	Jan.	19	Mouza Khoorna, Goruckpur, Ostindien	25 45 N	83 23 O	29	29
289	1865	März	26	Vernon Co., Wisconsin, U. S.	43 30 N	91 10 W	29	29
290	1865	Mai	23	Gopalpur, Jessore, Ostindien	25 1 N	84 48 O	158	158
291	1865	Aug.	12	Dundrum, Tipperary, Irland	52 33 N	8 2 W	18	18
292	1865	»	25	Umjhiawar, Shergotty, Behar, Ostindien	25 9 N	85 33 O	124	183
293	1665	»	»	Senhadja, Aumale, Algier	36 27 N	3 40 O	23	23
294	1865	Sept.	21	Muddoor, Mysore, Ostindien	12 37 N	77 5 O	51	51
—	1866	bekannt		Rio Florido, Chihuahua, Mexico	26 40 N	103 15 W	—	—
295	1866	gefunden		Dehesa, Chile	33 0 S	70 30 W	2	2
296	1866	»		Bear Creek, Aeriot, Denver Co., Colorado, U. S.	39 48 N	105 5 W	35	38
297	1866	»		Francfort, Franklin Co., Kentucky, U. S.	38 14 N	80 40 W	30	37
298	1866	»		Juncal, Paypote. Chile	25 29 S	69 12 W	464	871
»		gefund. 1870		Ilimaë, Atacama, Chile	26 0 S	70 0 W	50755	51159
299	1866	April	—	Udipi, Canara, Küste Malabar, Ostindien	13 21 N	74 45 O	89	26
300	1866	Mai	27	Pokra, Bustee, Goruckpoor, Ostindien	25 45 N	83 23 O	26	89
301	1866	»	30	Saint Mesmin, Troyes, Aube, Frankreich	48 26 N	3 55 O	400	491
302	1866	Juni	9	Knyahinya, Unghvár, Ungarn	48 58 N	22 31 O	293467	298995
—	1866	Okt.	5	Jamkheir, Ahmednuggur, Ostindien	19 6 N	74 47 O	—	—

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
303	1866	Dez.	6	Elgueras, Cangas de Onis, Oviedo, Spanien	43°26 N	5°10 W	114	114
304	1867	beschrieben		Cacaria, Durango, Mexico	24 28 N	104 34 W	15	15
305	1867	gefunden		Losttown, Cherokee Co., Georgia, U. S.	33 0 N	83 0 W	34	34
306	1867	»		Scottsville, Allen Co., Kentucky, U. S	36 43 N	83 6 W	492	1418
307	1867	»		Auburn, Macon Co., Alabama, U. S.	32 37 N	85 32 W	18	18
308	1867	»		San Francisco del Mesquital, Durango, Mexico	23 42 N	106 19 W	54	73
309	1867	»		Arizona (Tuckers Arizona), Neu-Mexico, U. S.	33 0 N	110 0 W	5	5
310	1867	Jan.	19	Saonlod, Khetree, Ostindien	28 10 N	75 51 O	4	4
311	1867	Juni	9	Tadjera, Setif, Algier	36 10 N	5 50 W	106	132
312	1868	bekannt		Colorado, U. S.	39 0 N	106 0 W	32	32
313	1868	gefunden		Goalpara, Assam, Ostindien	26 10 N	90 35 O	142	155
314	1868	Jan.	30	Pultusk, Sielce Nowy, Polen	52 42 N	21 23 O	7097	15614
315	1868	Febr.	29	Motta di Conti, Casale, Piemont	45 8 N	8 28 O	2	2
316	1868	März	20	Daniels Kuil, Griqua, Südafrika	28 5 S	24 23 O	19	19
317	1868	Mai	22	Slavetic, Agram, Croatien	45 41 N	15 36 O	669	1331
318	1868	Juni	20—30	Puompehn, Cambodga, Hinterindien	11 35 N	104 52 O	.	.
319	1868	Juli	11	Ornans, Salins, Doubs, Frankreich	47 6 N	6 9 O	26	26
320	1868	Sept.	7	Sauguis, St. Étienne, Basses Pyrenées Frankr.	43 10 N	1 21 W	7	13
321	1868	Okt.	1	Lodran, Mooltan, Ostindien	29 31 N	71 38 O	31	54
322	1868	Nov.	27	Danville, Alabama, U. S.	34 30 N	87 0 W	20	41
323	1868	Dez.	5	Frankfort, Franklin Co., Alabama, U. S.	31 36 N	85 5 W	32	60
324	1868	»	22	Motecka nugla, Bhurtpur, Ostindien	27 16 N	77 22 O	75	75
325	1869	gefunden		Shingle Springs, Eldorado Co., Californien	38 38 N	120 59 W	60	99
326	1869	»		Staunton I, Augusta Co., Virginia, U. S.	38 8 N	79 4 W	477	500
»		gefunden	1869	» II, » » » » »	»	»	187	187
»		beschrieb.	1871	» III, » » » » »	»	»	129	178
»		»	1887	» V, » » » » »	»	»	453	761
327	1869	gefunden		Echo, Salt Lake City, Utah, U. S.	40 10 N	112 0 W	12	12
328	1869	Jan.	1	Hessle, Upsala, Schweden	59 43 N	17 25 O	123	230
329	1869	»	20	Angra (A. dos Rais), Rio, Brasilien	23 3 S	44 10 W	5	5
330	1869	Mai	5	Krähenberg, Zweibrücken, Bayern	49 20 N	7 28 O	93	93
331	1869	»	22	Kernouvé, Cléguérec, Bretagne, Frankreich	48 7 N	3 4 W	445	841
332	1869	Sept.	19	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

334	1870	gefallen		Mac Kinney, Collen Co., Texas, U. S.	33 10 N	96 22 W	40170	46667
335	1870	Jan.	23	Nedagolla, Parvatipur, Ostindien	17 41 N	83 19 O	39	39
336	1870	Juni	17	Ibbenbühren, Westphalen, Preussen	52 17 N	7 42 O	16	16
337	1870	Aug.	18	Cabezzo de Mayo, Murcia, Spanien	37 59 N	1 10 W	17	17
338	1871	beschrieben		Iquiqu, Peru	20 13 S	69 48 W	41	41
339	1871	bekannt		Victoria, Saskatchewan, Britisch-Nordamerika	53 45 N	111 30 W	117	117
340	1871	gefunden		Ranchito, Bacubirito, Sinaloa, Mexico	26 1 N	109 3 W	15	20
341	1871	„		Oczeretna, Lipowitz, Kiew, Russland	49 14 N	29 3 O	4	4
342	1871	Frühjahr		Roda, Huesca, Aragonien, Spanien	42 7 N	0 18 W	11	11
343	1871	Mai	21	Searsmont, Waldo Co., Maine, U. S.	44 23 N	69 25 W	19	30
344	1871	Juli	14	Laborel, Drôme, Frankreich	44 20 N	5 10 O	2	2
345	1871	Dez.	10	Bandong, Goemoroeh, Preanger, Java	6 55 S	107 35 O	112	112
346	1872	gefunden		Nenntmannsdorf, Pirna, Sachsen	50 57 N	13 57 O	58	69
347	1872	Mai	8	Dyalpur, Sultanpur, Oude, Ostindien	26 18 N	82 19 O	14	14
348	1872	Juni	28	Sikkensaare, Tennasilm, Esthland	58 44 N	24 54 O	3059	3684
349	1872	Juli	23	Lancé, Authon, Orléans, Frankreich	47 41 N	1 2 O	46899	46915
350	1872	Aug.	31	Orvinio, Rom, Italien	42 8 N	12 57 O	493	585
351	1873	bekannt		Santa Catarina (S. Franc. do Sul), Min. ger., Bras.	27 0 S	51 0 W	35230	45355
352	1873	gefunden		Chulafinnee, Cleberne Co., Alabama, U. S.	31 30 N	87 37 W	11750	11975
353	1873	„		Ssyromolotow, Angara, Sibirien	56 0 N	112 0 O	6	6
354	1873	„		Duel Hill, Madison Co., Nord-Carolina, U. S.	35 40 N	79 0 W	1042	1202
355	1873	gefallen		Aleppo (Haleb), Kleinasien	36 14 N	37 9 O	428	571
356	1873	Juni	—	Ihung, Dhuin Mahamad, Ostindien	31 25 N	72 30 O	25	25
357	1873	Sept.	23	Khairpur, Mooltan, Ostindien	29 56 N	72 12 O	8	8
358	1873	„	26	Santa Barbara, Rio Grande do Sul, Brasilien	30 0 S	53 0 W	2	2
359	1874	gefunden		Butler, Bates Co., Missouri, U. S.	38 20 N	94 22 W	1403	2751
—	1874	„		Mejillones, Atacama, Südamerika	23 5 S	70 30 W	—	—
360	1874	„		Waconda, Mitchell Co., Kansas, U. S.	39 20 N	98 10 O	2319	4531
361	1874	Mai	11	Sevrukof, Belgorod, Kursk, Russland	50 9 N	36 34 O	18	30
362	1874	„	14	Castalia, Nahs Co., Nord-Carolina, U. S.	36 11 N	77 50 W	5235	5520
363	1874	„	20	Wirba, Widdin, Türkei	44 0 N	22 52 O	8	8
364	1874	Nov.	26	Kerilis, Maël Pestiv, Côtes du Nord, Frankreich	48 25 N	3 26 W	25	25
365	1875	gefunden		Varas (Serrania de Varas), Atacama, Chile	24 33 S	69 4 W	14	14
—	1875	„		Yardea Station, Adelaide, Australien	32 30 S	135 0 O	—	—
366	1875	Febr.	12	Homestead, Amana, Sherlok, Jowa, U. S.	41 53 N	91 40 W	2847	5003
367	1875	März	4	Sitathali, Raepur, Ostindien	25 27 N	74 5 O	16	16
368	1875	„	31	Zsadany, Temeser Banat, Ungarn	45 55 N	21 14 O	23	45
—	1875	April	24	Nageria, Fathabad, Ostindien	27 9 N	78 25 O	—	—

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
—	1875	Aug.	16	Feid Chair, La Calle, Algier	36°52 N	8°23 O	—	—
369	1875	Sept.	—	Mornans, Bordeaux, Frankreich	44 36 N	5 8 O	17	17
370	1876	gefunden		Werchne Dnieprowsk, Ekaterinoslaw, Russl.	48 40 N	34 20 O	5	8
371	1876	»		Mantos blancos, Cerro hicks, Chile	23 23 S	70 5 W	226	399
372	1876	Febr.	16	Jndesegeri, Tumkur, Ostindien	13 20 N	77 6 O	16	16
373	1876	April	20	Rowton, Wellington, England	52 43 N	2 31 W	39	39
374	1876	Juni	19	Vavilovka, Gouvernement Cherson, Russland	46 57 N	32 32 O	11	16
375	1876	»	28	Ställdalen, Nya Kopparberget, Schweden	59 56 N	15 2 O	38	38
376	1876	Dez.	21	Rochester, Fulton Co., Indiana, U. S.	41 8 N	86 12 W	12	12
377	1877	gefunden		Dalton, Whitfield Co., Georgia, U. S.	34 43 N	85 18 W	2478	2924
378	1877	»		Casey Co., Georgia, U. S.	33 0 N	83 0 W	65	65
379	1877	»		Mühlau, zw. M. u. Weiherburg, Innsbruck, Tirol	47 17 N	11 24 O	5	5
380	1877	Jan.	3	Warrenton, Missouri, U. S.	38 50 N	91 10 W	123	147
381	1877	»	23	Cynthiana, Harrison Co., Kentucky, U. S.	38 25 N	84 15 W	102	102
382	1877	Mai	17	Hungen, Hessen	50 28 N	8 54 O	26	26
383	1877	Juni	17	Yodze, Poneviej, Kosno, Russland	55 44 N	24 22 O	1	1
384	1877	Okt.	13	Sarbanovac, Sokobanja, Alexinac, Serbien	43 41 N	21 34 O	2317	2333
385	1877	Nov.	19	Cronstadt, Orange-River Freistaat, Südafrika	27 43 S	27 27 O	16	16
386	1878	gefunden		Bluff, Lagrange, Fayette Co., Texas, U. S.	29 55 N	66 42 W	12180	17074
—	1878	Juni	11	La Charca, Irapuato, Mexico	20 53 N	100 55 W	—	—
387	1878	Juli	15	Tieschitz, Prerau, Mähren	49 19 N	17 9 O	27470	27847
—	1878	Aug.	29	Mern, Praestoe, Dänemark	55 2 N	12 5 O	—	—
388	1878	Sept.	5	Dandapur, Goruckpur, Ostindien	26 47 N	83 23 O	184	184
389	1878	Nov.	20	Rakowka, Tula, Russland	54 10 N	37 41 O	536	536
390	1878	»	27	Dhulia, Kandeish, Ostindien	20 53 N	74 43 O	6	7
391	1879	gefunden		Lick Creek, Davison Co., Nord-Carolina, U. S.	35 40 N	79 0 W	887	995
—	1879	»		Makariwa, Neuseeland, Australien	46 28 S	168 17 O	—	—
392	1879	Jan.	31	La Bécasse, Dun le Poëlier, Indre, Frankr	46 50 N	1 30 O	17	17
393	1879	März	—	Itapicurn-Mirim, Maranhão, Brasilien	3 23 S	43 50 W	6	6
394	1879	Mai	10	Estherville, Emmet Co., Jowa, U. S	43 25 N	94 45 W	21033	23477
395	1879	»	17	Gnadenfrei, Preussisch-Schlesien	51 51 N	15 38 O	62	62
»		»	17	Schobergrund, Preussisch-Schlesien	—	—	27	27

398	1879	Nov.	4	Kalumbi, Sattara, Ostindien	17 57 N	73 58 O	164	164
399	1880	gefunden		Ivanpah, San Bernardino Co., California	34 7 N	117 9 W	68	68
—	1880	»		Colfax, Rutherford Co., Nord-Carolina, U. S.	35 23 N	81 47 W	—	—
400	1880	»		Lexington Co., Süd-Carolina, U. S.	33 58 N	81 7 W	58	58
—	1880	»		White Sulphur Springs, Alleghany Mt., Greenbrier-Co., Virginia, U. S.	37 51 N	80 20 W	—	—
401	1880	»		Bingera, Neu-Südwales, Australien	32 50 S	151 8 W	78	85
402	1880	»		Eagle Station, Carroll Co., Kentucky U. S.	38 47 N	84 40 W	15915	18840
—	1880	Febr.	18	Toke uchi mura, Yofug., Tamba, Japan	35 20 N	135 20 O	—	—
403	1880	Mai	—	Karand, Veramin, Teheran, Persien	35 14 N	51 56 O	16	16
404	1881	gefunden		Costilla Peak, Costilla Co., Colorado, U. S.	37 30 N	105 20 W	1580	1580
405	1881	»		Piqnetberg, Capland, Südafrik	32 53 S	18 46 O	38	38
406	1881	März	14	Pennyman's Siding, Middlesborough, England	54 35 N	1 14 W	.	.
407	1881	Juni	18	Pacula, Jacala, Hidalgo, Mexico	21 7 N	99 9 W	133	266
408	1881	Nov.	19	Grossliebenthal, Odessa, Cherson, Russland	46 21 N	28 14 O	160	169
409	1882	gefunden		Hex River Mounts, Capland, Südafrika	33 20 S	19 35 O	31200	37659
410	1882	»		Linnville Mountain, Burke Co., Nord-Car., U. S.	35 40 N	81 35 W	202	214
411	1882	Febr.	3	(Mócs) Gyulatelke, Koloser Gesp., Siebenb.	46 53 N	23 31 O	486	1723
»		»	»	**Visa**	46 51 N	23 34 O	58	58
»		»	»	**Báré**	46 51 N	23 35 O	326	524
»		»	»	**Vajda-Kamarás**	46 50 N	23 37 O	299	299
»		»	»	**Mócs**	46 48 N	23 42 O	7560	13110
»		»	»	**Marokháza**	46 53 N	23 55 O	72	72
»		»	»	Mócs, ohne näheren Fundpunkt	—	—	661	7767
412	1882	März	19	Fucutomi, Hizen, Japan	33 10 N	130 0 O	20	20
413	1882	Aug.	2	Pawlowka, Karai, Balaschew, Russland	51 36 N	42 20 O	89	89
414	1882	»	29	Pirgunje, Dinagepur, Ostindien	25 18 N	89 22 O	9	9
415	1883	gefunden		Walker Township, Grand Rapids, Michig., U. S.	42 20 N	85 37 W	273	587
416	1883	»		Old Fork of Jenny's Creek, Wayne Co., Virg., U. S.	38 20 N	82 22 W	304	587
417	1883	»		Sao Julião, Ponte de Lima, Portugal	41 30 N	8 20 W	17	17
418	1883	»		Calderilla, Chile, Südamerika	27 5 S	70 56 W	18	19
—	1883	—	—	Adalia, Konia, Kleinasien Türkei	36 30 N	31 10 O	—	—
419	1883	Jan.	28	Saint Caprais de Quinsac, Gironde, Frankr.	44 50 N	0 30 W	33	33
420	1883	Febr.	16	Alfianello, Brescia, Italien	45 16 N	10 9 O	212	652
421	1883	Okt.	3	Ngawi, Djogorogo, Java	7 25 S	111 20 O	16	16
422	1884	bekannt		Merceditas, Chañaral, Santiago, Chile, Südam	62 18 S	70 44 W	3700	7122
423	1884	gefunden		Joe Wright. Inependence Co., Arkansas, U. S.	53 49 N	91 37 W	32040	33275
424	1884	»		Glorieta Mountain, S. Fé Co., Neu-Mexico, U. S.	35 39 N	106 2 W	51750	60930

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
425	1884	gefunden		Penkarring Rock, Yundegin, Australien	31°30 S	117°30 O	458	589
426	1884	»		Hammond, St. Croix Co., Wisconsin, U. S.	45 30 N	92 20 W	258	495
427	1884	Febr.	9	Pirthalla, Hissar, Ostindien	29 35 N	79 0 O	30	30
428	1884	März	19	Alastoewa, Djati Pengilon, Java	7 18 S	111 20 O	377	377
430	1884	Mai	20	Midt Vaage, Tysnes, Norwegen	62 2 N	5 30 O	61	93
431	1885	gefunden		Jamestown, Stutsman Co., Dacota, U. S.	46 54 N	98 33 W	84	98
432	1885	»		Lucky Hill, Jamaica, Westindien	18 10 N	77 20 W	10	21
433	1885	»		Puquios, Chile, Südamerika	27 6 S	69 47 W	519	1082
—	1885	»		Jacksons-Bay, Neuseeland, Australien	43 55 S	168 36 O	—	—
434	1885	»		Brenham, Kiowa Co., Kansas, U. S.	30 12 N	96 13 W	2645	12452
435	1885	»		Jamyschewa, Pawlodar, Sibiren	50 33 N	80 6 O	48	51
436	1885	April	6	Chandpur, Nordwest-Provinz, Ostindien	27 17 N	79 3 O	89	86
—	1885	Aug.	10	Grazac, Montpelegry, Tarn, Frankreich	43 50 N	2 10 O	—	—
—	1885	»	16	Sabetmahet, Oudh, Ostindien	27 35 N	82 7 O	—	—
437	1885	Nov.	27	Mazapil, Zacatecas, Mexico	24 36 N	101 59 W	3460	3546
438	1886	beschrieben		Thunda, Windorah, Australien	22 0 S	142 0 O	543	1346
—	1886	gefunden		Tonganoxie, Kansas, U. S.	39 12 N	95 26 W	—	—
439	1886	Jan.	27	Nammianthal, Madras, Ostindien	11 17 N	79 12 O	99	99
440	1886	März	27	Cabin Creek, Johnson Co., Arkansas, U. S.	35 24 N	93 17 W	47355	47365
441	1886	Mai	24	Torre, Assisi, Perugia, Italien	43 1 N	12 28 O	121	150
442	1886	»	28	Krähenholz, Barntrup, Lippe	52 0 N	9 8 O	6	6
443	1886	Sept.	22	Nowo Urej, Alatyr, Penza, Russland	54 32 N	43 41 O	48	58
444	1886	Nov.	10	Maêmê, Satsuma, Japan	31 40 N	130 30 O	11	11
445	1887	beschrieben		Abert's Eisen	—	—	40	40
446	1887	bekannt		Kokstad, Griqualand Ost, Südafrika	30 34 S	29 24 O	40070	40812
447	1887	»		Waldron Ridge, Tazewell, Tennessee, U. S.	36 28 N	83 33 W	3325	3873
448	1887	»		Kendall Co., San Antonio, Texas, U. S.	29 39 N	98 25 W	6950	10480
449	1887	»		San Emigdio Range, San Bern. Co., Calif., U. S.	34 7 N	117 9 W	3	6
450	1887	gefunden		Carlton, Hamilton Co., Texas, U. S.	30 45 N	98 2 W	3353	7406
451	1887	»		Silver Crown, Laramie Co., Wyoming, U. S.	41 10 N	105 20 W	5755	7070
—	1887	»		Floyd Mountain, Pulaski Co., Virginia, U. S.	37 3 N	88 34 W	—	—
452	1887	»		Hollands Store, Cattooga Co., Georgia, U. S.	34 22 N	85 26 W	1298	2157
453	1887	»		Mount Joy, Adams Co., Pennsylvania, U. S.	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

—	1887	gefunden		[illegible]	30 0 N	83 0 W		—
—	1887	»		Morristown, Hamblen Co., Tennessee, U. S.	35 56 N	84 47 W	5420	7127
454	1887	»		Crab Orchard, Powder Mill Creek, Tenn., U. S.	29 28 N	98 28 W	257	301
455	1887	»		Pipe Creek, Brandera Co., Texas, U. S.	50 8 N	26 44 O	70	124
456	1887	Jan.	1	Bjelokrynitschie, Volhynien, Russland	42 57 N	79 56 W	340	340
457	1887	»	21	De Cewsville, Ontario, Canada	24 27 N	78 39 O	29	29
458	1887	April	7	Jharaota, Lalitpur, Ostindien	57 42 N	55 16 O	2626	4138
459	1887	Aug.	30	Ochansk, Taborg, Perm, Russland	30 0 S	21 0 O	8	8
460	1887	Sept.	8	Orange River, Südafrika	11 30 N	108 30 O	—	—
—	1887	»	22	Phu Hong, Cochinchina, Ostasien	19 0 S	45 0 W	3	3
461	1888	beschrieben		Minas Geraes, Brasilien	33 52 S	148 46 O	31	31
462	1888	bekannt		Cowra, Neu-Südwales, Australien	24 55 N	105 27 W	8975	12209
463	1888	»		Bella Roca, Durango, Mexico	25 0 S	24 0 O	—	—
—	1888	»		Bechuanaland, Südafrika	—	—	269	324
464	1888	»		Doña Inez (Cerro de Doña Inez), Chile, Südam.	25 15 S	70 35 W	102	192
465	1888	»		Inca (Llano del Inca), Chile, Südamerika	—	—	80	80
466	1888	»		Carcote, Wüstencordillere, Chile	32 20 N	4 40 O	—	—
—	1888	gefunden		Haniel el-Beguel, Ouargla, Algier	43 0 N	79 15 W	914	1217
467	1888	»		Welland, Ontario, Canada	46 58 N	32 0 O	81	109
468	1888	»		Bischtübe, Gouvernement Turgais, Russland	39 37 N	78 43 W	94	133
469	1888	»		Lonaconing, Alleghany Co., Maryland, U. S.	20 10 S	70 7 W	15	23
470	1888	»		Primitiva (La P.), Salitra, Tarapaca, Chile	—	—	—	—
—	1889	beschrieben		Gilgoin Station, Neu-Südwales, Australien	31 27 S	152 46 O	—	—
—	1889	bekannt		Eli Elmat, Neu-Südwales, Australien	38 59 N	84 28 W	2455	3083
471	1889	gefunden		Independence, Kenton Co., Kentucky, U. S.	36 54 N	76 5 W	—	—
—	1889	»		Henry Co., Virginia, U. S.	28 57 N	1 31 O	—	—
—	1889	»		Hassi Jekna, Gourara, Algier	55 25 N	15 52 O	58	58
472	1889	April	3	Lundsgård, Skanör, Schweden	38 56 N	46 9 O	27	27
473	1889	Juni	18	Mighei, Elisawetpol, Transkaukasien, Russland	43 54 N	20 21 O	632	1507
474	1890	Dez.	1	Jelica, Cačak, Serbien	35 41 N	81 45 W	4490	8516
475	1890	beschrieben		Bridgewater, Burke Co., Nord-Carolina, U. S.	33 41 N	86 25 W	193	374
476	1890	»		Summitt, Blount Co., Alabama, U. S.	46 59 N	17 41 O	1216	1353
477	1990	gefunden		Nagy-Vazsony, Veszprimer Comitat, Ungarn	42 0 S	146 45 O	—	—
—	1889	»		Blue Tier, Tasmania, Australien	42 32 N	12 38 O	206	294
478	1890	Febr.	3	Antifona, Collescipoli, Terni, Italien	56 39 N	24 21 O	82	101
479	1890	April	10	Misshof, Curland, Russland	43 15 N	93 45 W	82	580
480	1890	Mai	2	Forest, Winnebago Co., Jowa, U. S.	11 37 N	78 10 O	—	—
—	1890	Juni	4	Kakangarai, Madras, Ostindien	39 30 N	97 0 W	282	632
481	1890	»	25	Farmington, Washington Co., Kansas, U. S.				

Laufende Nummer	Jahr	Monat	Tag	Fallort	Geographische Breite	Geographische Länge	Hauptexemplar	Gesamtgewicht
					° ′	° ′		
—	1891	beschrieben		Ternera, Atacama, Chile	—	—	—	—
—	1891	„		Travis Co., Texas U. S	30 20 N	97 29 W	—	—
482	1891	gefunden		Jonesboro, Tennessee, U. S.	36 14 N	82 29 W	28	28
483	1891	„		Tajgha, Krasnojarsk, Sibirien, Russland	56 6 N	94 0 O	11	11
484	1891	„		Canon Diablo, Arizona, Neu-Mexico, U. S	—	—	177000	180502
—	1891	„		Bald Eagle, Pennsylvania, U. S.	39 10 N	78 8 W	—	—
—	1891	März	30	Manzanares, San Luis de la Paz, Mexico	21 20 N	100 17 W	—	—
485	1891	April	7	Indarch, Transkaukasien, Russland	39 38 N	46 44 O	207	207
—	1891	Sept.	28	Guća, Caćak, Serbien	43 45 N	20 4 O	—	—
486	1892	beschrieben		Moonbi, Neu-Südwales, Australien	31 9 S	151 1 O	2	2
487	1892	gefunden		Morradal, Grjotlien, Norwegen	61 50 N	8 10 O	21	21
—	1892	„		Long Island, Phillips Co., Kansas, U. S.	—	—	—	—
488	1892	Mai	24	Cross Roads, Wilson Co., Nord-Carolina, U. S.	35 45 N	76 48 W	26	26
489	1892	Juli	20	Guareña, Estremadura, Spanien	38 44 N	6 8 W	9	9
490	1892	Aug.	29	Bath, Aberdeen, Dacota, U. S.	50 38 N	99 23 W	1845	2802
491	1893	bekannt		False Inca, Chile	—	—	10	10
492	1893	„		Prairie Dog Creek, Decatur Co., Kansas, U. S.	39 30 N	99 0 W	266	301
493	1893	gefunden		Plymouth, Marshall Co., Indiana, U. S.	41 21 N	86 7 W	96	96
—	1893	„		El Capitan Range, Bonito, Neumexico, U. S.	33 20 N	104 52 W	—	—
—	1893	Febr.	13	Princetown, Highland Co., Ohio, U. S.	39 7 N	83 26 W	—	—
—	1893	April	28	Bherai, Junagadh, Bombay, Ostindien	21 29 N	70 22 O	—	—
494	1893	Mai	26	Beaver Creek, British Columbia, Brit.-Amer.	49 0 N	116 0 W	301	584
495	1893	Sept.	22	Zabrodje, Gouvernement Wilno, Russland	55 11 N	27 55 O	5	5
—	1894	bekannt		Oroville, Butte Co, California, U. S.	39 35 N	121 25 W	—	—
—	1894	April	9	Fisher, Polk Co, Minnesota, U. S.	48 26 N	96 35 W	—	—
496	1894	Mai	9	Bori, Badnur, Ostindien	22 22 N	78 19 O	306	345
497	1894	Juli	27	Sawtschenskoje, Cherson, Russland	46 52 N	29 36 O	33	33
—	1894	Dez.	7	Ruschany, Slonim, Gouvern. Grodno, Russland	52 53 N	24 53 O	—	—
—	1895	bekannt		Forsyth Co., Georgia, U. S.	34 12 N	84 9 W	—	—
—	1895	„		Beaufort, Capland, Südafrika	32 17 S	22 47 O	—	—
498	1895	April	26	Bishunpur, Mirzapur, Nordw.-Prov., Ostindien	24 50 N	82 55 O	80	80
—	1895	Mai	9	Nagy-Borove, Liptoer Com., Ungarn	49 2 N	19 30 O	—	—
—	1896	Febr.	10	Madrid, Spanien	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

Fixsterne.

Photographische Messungen am Sternenhimmel sind von G. M. Minchin auf dem Observatorium Wilson's angestellt worden [1]). Es wurde dabei die von dem beobachteten Sterne erregte elektromotorische Kraft mit derjenigen verglichen, welche eine Kerze in zehn Fuss Entfernung erzeugt. Nimmt man diese zur Einheit, so ergeben sich folgende Lichtintensitäten:

Jupiter	3.272
α Orionis	0.645
ξ »	0.170
ε »	0.175
α Tauri	0.279
η Ursae Maj.	0.271
α Canis Min.	0.261
o Cygni	0.262
α Ursae Min.	0.166
β » »	0.130

Diese Zahlen bezeichnen nach Minchin das Verhältnis der elektromotorischen Kraft, welche vom Licht des betreffenden Sternes in dem angewandten Fernrohre induciert ist, zu derjenigen elektromotorischen Kraft, die von dem direkt auffallenden Licht der in zehn Fuss Abstand befindlichen Kerze hervorgerufen wird. Um die Lichtintensität der untersuchten Sterne in Kerzenstärken zu ermitteln, entwickelt Minchin eine einfache Formel, in welcher die Fläche des Fernrohrobjektivs, diejenige der Selenplatte, sowie die Distanzen des Sternes und der Kerze vorkommen. Hiernach findet er für α Canis Minoris mittelst Annahme einer Parallaxe von 0.266″ eine absolute Lichtstärke von 516×10^{24} = 516 Quadrillionen Normalkerzen. Merkwürdig ist der grosse Wert für α Orionis, dessen elektromotorische Kraft so erheblich ist, trotzdem seine Parallaxe unmessbar klein erscheint.

Fixsternparallaxen. Eine Zusammenstellung aller bis jetzt bestimmten Fixsternparallaxen hat Thomas Lewis gegeben [2]), und wo sich für einen Stern mehrere Bestimmungen fanden, diese zu einem Mittelwert vereinigt.

Die nachstehende Tabelle enthält das Lewis'sche Verzeichnis. Die erste Kolumne giebt den Namen, die zweite Rektaszension, die dritte Deklination, die vierte die Helligkeit (Mag.) in Sterngrössen, die fünfte die Eigenbewegung (P. M.), die sechste die mittlere Parallaxe und die letzte Kolumne die aus Eigenbewegung und Parallaxe berechnete scheinbare Geschwindigkeit in englischen Meilen pro Sekunde für jeden einzelnen Stern an.

---

[1]) Proceedings of the Royal Society. 1896. **49.** Nr. 355, p. 231.
[2]) Monthly Notices. LV p. 218.

Name des Sterns	R. A.	Dekl.	Magn.	P. M.	Parallaxe	Geschwindigkeit
	h m	0		"	"	
α Andromedae	0 3	+ 20.5	2.1	0.17	0.059	8 3
β Cassiopeiae	0 4	+ 58.6	2.3	0.55	.154	10 5
Groombridge 34	0 12	+ 43.4	7.9	2.80	.292	28.1
ζ Toucanae	0 15	− 65.5	4.1	2.05	.057	105.5
α Cassiopeiae	0 34	+ 56.0	2.1	0.05	.036	4.1
η »	0 43	+ 57.2	3.4	1.20	.285	12.0
γ »	0 50	+ 60.1	2.2	0.02	.050	1.2
μ »	1 1	+ 54.4	5.2	3.75	.180	60 9
β Andromedae	1 4	+ 35.1	2.2	0.19	.074	7 5
ϑ Cassiopaiae	1 5	+ 54.6	4.4	0.31	.232	3.9
Polaris	1 20	+ 88 7	2.1	0 05	.082	1.8
α Arietis	2 1	+ 23.0	2.1	0.23	080	8.4
β Persei	3 1	+ 40.5	{2.3 3.5}	0 02	.059	0.9
ε Eridani	3 16	− 43.5	4.4	3.03	.14	63.4
α Persei	3 17	+ 49.5	1.9	0.05	.087	1.7
Piazzi III. 242	4 0	+ 37.8	7.4	0.25	.016	45.7
o² Eridani	4 10	− 7.8	4.5	4.05	.195	60.9
Aldebaran	4 30	+ 16 3	1.1	0.19	.101	5.5
Capella	5 9	+ 45.9	0.1	0 44	.181	7.1
Rigel	5 10	− 8.3	−0.1	0.02	.090	0 6
β Tauri	5 20	+ 28.5	1.8	0.18	.063	8.5
α Orionis	5 49	+ 7.4	0.0	0·02	.022	2.7
South 503	5 50	+ 13.9	7.0	0.65	.001	1904.5
β Aurigae	5 51	+ 44 9	1.9	0.07	.062	3.3
α Argus	6 22	− 52 6	0.4	0 00	.03	0.0
χ⁵ Aurigae	6 34	+ 28.4	5.6	0.15	.116	3.0
Sirius	6 40	− 16 6	−1.9	1.31	.336	11.4
Cephei 51	6 51	+ 87.2	5.4	0.06	.027	6.5
Castor	7 28	+ 32.1	1.5	0.21	.198	3 1
Procyon	7 34	+ 5.5	−0.5	1.25	.322	14.3
Pollux	7 39	+ 28.3	1.5	0.63	.057	32.5
ι Ursae Maj	8 52	+ 48.2	3.2	0.50	.130	11 3
10 » »	8 53	+ 42.2	4.2	0 50	.020	7.3
Σ 1321	9 6	+ 53.2	7.4	1.69	.074	66.9
ϑ Ursae Maj.	9 25	+ 52.2	3.1	1.11	.052	62 7
B.B. VII. 85	9 37	+ 43.2	8.1	0.79	.064	35.4
20 Leo Min.	9 55	+ 32.5	6.0	0.69	.062	32 5
Regulus	10 3	+ 12.5	1 2	0.26	.089	8.6
Groombridge 1618	10 5	+ 50.0	6.7	1.43	.275	15 1
B. B. VII. 94	10 22	+ 49.3	6.3	0.89	.101	25.6
B. B. VII. 95	10 27	+ 49.7	7.4	0.27	.038	20.6
β Ursae Maj.	10 27	+ 55.9	2.2	0.08	.087	2.9
α » »	10 27	+ 62.3	1.9	0.14	.047	8.8
Lalande, 1185	10 58	+ 3.67	6.8	4.75	.465	29.9
Lalande 21 258	11 0	+ 44.1	8.5	4 40	.230	55.9
Σ 1516	11 8	+ 74.0	7.0	0.42	.194	6.4
O. A. 11 677	11 15	+ 66 5	9.0	3.04	.203	44 0
B. B. VII. 110	11 33	+ 45.7	6.7	0 64	.030	62.4
B. B. VII. 111	11 40	+ 48 3	8.0	0.67	.016	122 8
β Leonis	11 43	+ 15 2	2.1	0 52	.029	52.7
Groombridge 1830	11 47	+ 38.5	6.5	7 05	.227	91.1
γ Ursae Maj.	11 48	+ 54 3	2.3	0 09	.100	2.6

Name des Sterns	R. A.	Dekl.	Magn.	P. M.	Parallaxe	Geschwindigkeit
	h m	0		"	"	
B. B. VII. 119 . . .	12 4	+40.8	7.3	0.33	.056	17.3
ι Ursae Maj. . . .	12 49	+56.5	1.8	0.10	.081	3.5
β Centauri	13 56	−59.9	1.2	0.09	.322	0.8
Arcturus	14 10	+19.7	0.3	2.28	.102	65.6
α¹ Centauri	14 32	−60.4	0.7	3.67	.815	13 2
α² Centauri	14 32	−60.4	0.7	3 67	.815	13.2
β Ursae Min. . . .	14 51	+74 6	2.3	.03	.064	1.2
η Herculis	16 39	+39.1	3.6	.08	.40	0.6
α »	17 10	+14.5	3.0	.04	.050	2.3
δ »	17 11	+25.0	3.0	0.16	0.061	7.6
π »	17 11	+36 9	3.6	.04	.11	1.0
ν¹ Draconis	17 30	+55.3	4.8	.16	.32	1.5
ν² »	17 30	+55.3	4.8	.16	.28	1.7
O. A. 17 415—6 . .	17 34	+68.5	9.0	1.27	.183	20 5
γ Draconis	17 54	+51.5	2.4	0.04	.064	1.8
70 Ophiuchi	18 0	+ 2.5	4.4	1.13	.218	15.2
α Lyrae	18 33	+38.7	−0.1	0.36	.092	11.4
δ Ursae Min . . .	18 6	+86.6	4 5	.04	.118	0.9
Σ2398	18 42	+59.5	8.2	.24	.356	19.6
6 B Cygni	19 9	+49 6	6.6	.64	.303	6.1
δ Draconis	19 33	+69.4	4 8	1.84	.246	21.9
α Aquilae	19 46	+ 8.6	1.0	0.65	.207	9.1
γ Cygni	20 18	+39.7	2.3	02	.102	0.6
61¹ Cygni	21 2	+38.2	5 0	5.16	.394	38.4
61² »	21 2	+38.2	5.0	5.16	.445	33.9
α Cephei	21 8	+29.8	2.6	0.16	.061	7.9
δ Equulei	21 9	+ 9.6	4.0	0.30	.017	52.0
ι Pegasi	21 39	+ 9.4	2 4	0.10	081	3.5
ι Indi	21 55	−57.2	5 2	4 60	.200	67.4
α Pegasi	22 59	+14 6	2.3	0.06	.082	2.2
Lacaille 9352 . . .	22 59	−36.5	7.5	6.96	.285	71.5
Bradley 3077 . . .	23 8	+56 4	5.5	2.09	.176	36.0
85 Pegasi	23 57	+26.5	5.8	1.29	.058	65.0

H. Lewis hat nun diese Sterne nach ihrer Rektaszension in sechs Gruppen geteilt und für jede derselben die durchschnittliche Geschwindigkeit berechnet. Auf diese Weise erhielt er folgendes Ergebnis

Gruppe	Zahl der Sterne	mittlere Geschwindigk.
9^h — 13^h	18	36.5 Meilen
13 — 17	10	15.8 »
17 — 21	15	8.1 »
21 — 1	21	33.9 »
1 — 5	6	20.0 »
5 — 9	15	8.0 »

Hieraus ergiebt sich, dass in zwei einander gegenüberstehenden Gegenden des Himmels, deren Rektaszension im Mittel 11^h und 23^h beträgt, die grössten Geschwindigkeiten angetroffen werden, während die kleinsten Geschwindigkeiten im Mittel auf die Rektaszensionen $18^1/_4$ und $6^3/_4{}^h$ fallen.

Nunmehr wurden die Sterne nach ihrer scheinbaren Helligkeit geordnet, wobei jedoch α^1 und α^2 Centauri und ebenso South Nr. 503 als exceptionell ausgeschlossen blieben. Es fand sich dann, dass bei den Sternen 1. bis 2.7 Grösse die Parallaxen, wenn man von einigen der hellsten Sterne absieht, ziemlich gleich gross bleiben, dass sie dagegen bei den Sternen 2.7 bis 8.4 Grösse doppelt so gross sind und in diesen Grössenklassen ziemlich unverändert bleiben. Bis zu den Sternen 3. Grösse, diese eingeschlossen, ist die mittlere scheinbare Geschwindigkeit stets gering und beträgt etwa neun Meilen in der Sekunde, bei den Sternen 4. bis 8.4 Grösse nimmt sie dagegen plötzlich erheblich zu, im Mittel bis zu 38 Meilen in der Sekunde. Daraus folgt, dass es unter den uns nächsten Fixsternen nur einige wenige (etwa acht) giebt, die aussergewöhnlich hell sind, dass dazwischen aber in nahe den nämlichen Entfernungen eine Anzahl von kleinen, d. h. schwach leuchtenden, Sternen verteilt ist (etwa 40, soweit unsere gegenwärtigen Kenntnisse reichen). Die Sterne 1. bis 3. Grösse bilden im allgemeinen eine Klasse für sich, ausserhalb des oben betrachteten Raumes, und haben geringe Geschwindigkeiten, während die uns nähern kleinen Sterne grosse Geschwindigkeiten senkrecht zur Gesichtslinie besitzen. Man darf aber nicht umgekehrt schliessen, dass es eine Eigentümlichkeit der lichtschwächern Sterne sei, grosse Geschwindigkeit zu besitzen, sondern nur, dass lichtschwächere Sterne mit grosser Geschwindigkeit wahrscheinlich messbare Parallaxen zeigen, d. h. geeignete Objekte zur Untersuchung auf Parallaxe darbieten.

Die Eigenbewegung von 61 Cygni, nämlich der hellern Komponente dieses Doppelsternes, ist von A. Belopolsky am 30-zolligen Refraktor zu Pulkowa photographisch untersucht worden [1]. Aus zwei Aufnahmen am 3. und 6. September 1894 ergab sich als Geschwindigkeit relativ zur Sonne: —7.3 geogr. Meilen und hieraus als absolute Geschwindigkeit im Visionsradius —5.8 geogr. Meilen. Wird die Parallaxe des Sternes zu 0.5″ und seine Eigenbewegung zu 5.2″ angenommen, so ergiebt sich als Geschwindigkeit senkrecht zum Visionsradius 6.5 geogr. Meilen pro Sekunde oder frei von der Bewegung des Sonnensystems 4.9 geogr. Meilen.

Neue veränderliche Sterne. Die fortgesetzte Untersuchung des photographischen Materials der Sternspektren auf der Sternwarte des Harvard-College durch Mrs. Fleming hat die Entdeckung von von 14 neuen veränderlichen Sternen zur Folge gehabt [2]. Mit Ausnahme eines einzigen sind diese Spektren vom 3. Typus mit hellen Wasserstofflinien, und diese Eigentümlichkeit führte zur Erkennung der Veränderlichkeit. Letztere wurde an einer grossen Anzahl von

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3338.
[2]) Harvard College Observatory Circular, Nr. 6.

photographischen Aufnahmen konstatiert. Die nachstehende Tabelle giebt die Sternbilder, in denen die Veränderlichen stehen, den Ort der letztern für 1900, die Zahl der untersuchten Platten, die Periodendauer und die Zeit des nächsten Maximums an.

Konstellation	Bezeichnung	R. A. 1900	Dekl. 1900	Zahl der Platten	Grösse Max.	Grösse Min.	Epoche	Periode Tage	Max.
		h m							1896
Sculptor . . .	— 39° 16	0 3.6	— 39° 47	43	8 0	< 12.1	165	295	25. Mai
Columba . . .	A.G.C. 6135	5 15.6	— 33 48	24	7.6	11.3	134	225	22. Juni
Canis Minor .	. . . .	7 1.5	+ 9 1	40	10.3	< 13 7	174	364	11. Sept.
Virgo.	+ 5° 2708	12 57 6	+ 5 43	51	8 8	9.7	. . .	. .	. . . . .
Apus	. . . .	14 59.3	— 71 40	58	9.0	< 11.4	. . .	. .	. . . . .
Sagittarius .	— 33° 13234	18 21.4	— 33 23	48	8 2	12.3	267	316	2. Juli
Sagittarius .	— 19° 5347	19 8.1	— 19 2	47	9.7	11.1	. . .	. .	. . . . .
Sagittarius .	. . . .	19 8.7	— 18 59	48	9.9	< 13.3	. . .	. .	. . . . .
Pavo	. . . .	19 39 5	— 72 1	66	7.6	12.1	156	243	29. Aug.
Microscopium	A.G.C. 28038	20 21.8	— 28 35	49	7.4	8 4	. . .	. .	. . . . .
Pavo	. . . .	20 47 2	— 63 5	43	9 6	< 12.3	. .	. .	. . . . .
Grus	— 38° 15044	22 19.9	— 38 4	57	8 6	11.0	. .	. .	. . . . .
Grus	. . . .	22 19 9	— 18 57	48	7.2	12.3	90	400	10. Mai
Aquarius. . .	— 16° 6379	23 47.1	— 16 25	42	8.2	9 3	. . .	. .	. . . . .

Zehn neu aufgefundene veränderliche Sterne werden von der Harvard-Sternwarte angezeigt [1]). Es sind die folgenden:

Konstellation	Bezeichnung	R. A. 1900	Dekl. 1900	Grösse Max.	Grösse Min.
		h m			
1. Horologium	. . . .	2 22.4	— 60° 0	9 7	< 12.7
2 Canis Minor	+ 5° 1797	7 43.4	+ 5 40	10.3	11.3
3. Pyxis	— 24° 7693	9 0.7	— 24 41	8.9	11.1
4. Hydra	— 22° 7652	9 46 4	— 22 32	8.2	10.1
5. Centaurus	. . . .	11 16 1	— 61 20	9 2	< 12 9
6. Libra	— 19° 4047	15 6.5	— 19 25	. . .	. . .
7. Scorpius	— 35° 11829	17 35.7	— 35 12	10.7	11.6
8. Cor. Austr	— 37° 12782	18 34.3	— 37 56	8.9	< 11.8
9. Sagittarius.	— 33° 14076	19 10.0	— 33 42	6 1	< 11.3
10. Sculptor	— 30° 19448	23 3.7	— 30 41	8.0	8.9

Nr. 1 hat eine Periode von etwas über 300 Tagen. Nr. 4 wurde von Espin und Thome als der Veränderlichkeit verdächtig erklärt und diese auf der Harvard-Sternwarte bestätigt. Sein Spektrum entspricht dem 4. Typus Dunér's. Nr. 6 ist der Stern ι Librae, er wurde zu verschiedenen Zeiten 5 bis 4.4 Grösse gefunden und von Wendell bestimmt als veränderlich erkannt. Nr. 8 hat eine Periode von etwa 136 Tagen. Nr. 9 ist ein sehr bemerkenswertes Objekt. Seine Veränderlichkeit vermutete zuerst E. E. Markwick auf Gibraltar

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 7.

Das Spektrum zeigt helle Linien, welche Zeichen von Veränderlichkeit gaben. Nr. 10: die Veränderlichkeit ist gering und unregelmässig. Die Spektren von Nr. 1, 5, 8 und vielleicht 10 gehören dem 3. Typus an, wie Nr. 2 und 7 zum 4. Typus.

Neuer veränderlicher Stern vom Algoltypus. Der Stern + 17° 4367 der Bonner Durchmusterung, dessen Ort am Himmel für 1900 ist: R. A. 20^h 33.1^m Dekl. + 17° 56′, und welcher als 9.1 Grösse angegeben wird, wurde als Veränderlicher der Algolklasse erkannt. Am 18. Juli 1895 fand Miss Luisa D. Wells, dass auf einer am 26. Dezember 1891 mit dem 8zolligen Draper Teleskop zu Cambridge erhaltenen Photographie von 16 Minuten Expositionsdauer keine Spur dieses Sternes sichtbar ist. Dagegen erscheint derselbe in normaler Helligkeit auf 71 andern Platten, welche in der Zeit zwischen dem 30. Juli 1890 und 5. Oktober 1895 aufgenommen wurden. Am 12. Dezember 1895 10^h 42^m mittlerer Greenwicher Zeit fand Prof. Arthur Searle, der den Stern mehrere Nächte hindurch überwachte, denselben mehr als eine Grössenklasse schwächer wie gewöhnlich, und während der nächsten halben Stunde nahm er noch um etwa $^1/_2$ Grössenklasse ab. Mittlerweile bestätigte eine aufgenommene Photographie die Lichtabnahme. Die Helligkeitsänderung scheint rasch zu sein und mehr als zwei Grössenklassen zu betragen. Der nächste helle Stern in der Nachbarschaft ist 7. Grösse, folgt ihm 14^s in Rektaszension und steht 1′ südlicher. Es ist dies der Stern + 17° 4370 der Bonner Durchmusterung. Diesen Stern hat früher Espin für veränderlich erklärt und ebenso 1890 Mrs. Fleming[1]).

Bemerkungen über einige veränderliche Sterne des Algoltypus macht Prof. Pickering[2]). Mit dem Meridian-Photometer wurde auf der Harvard-Sternwarte eine grosse Anzahl von Beobachtungen an Sternen dieses Typus angestellt, um die genaue Gestalt ihrer Lichtkurve zu ermitteln. Zu diesen Sternen zählt auch S Antliae, dessen Periode nur 7^h 46.8^m beträgt, während der bisherigen Annahme gemäss der Stern in vollem Lichte nur während der Hälfte dieser Zeit glänzt. Dieser letztere Umstand ist schwer mit der Vorstellung zu vereinigen, dass der Helligkeitswechsel infolge des Vorüberganges eines dunklen Körpers vor der Sternscheibe entsteht. Auf der Harvard-Sternwarte wurden 177 Helligkeitsmessungen von S Antliae erhalten, durch welche die Lichtkurve dieses Sternes genau ermittelt ist. Hieraus ergiebt sich, dass derselbe nicht zum Algoltypus gehört, sondern seine Helligkeit kontinuierlich ändert, ähnlich wie die Veränderlichen von kurzer Periode δ Cephei und η Aquilae. Ein interessanter Umstand ist, dass die Zeit des

---

1) Harvard College Observatory Circular Nr. 3 (1895).
2) Harvard College Observatory Circular Nr. 7.

zunehmenden Lichtes 0.62 der ganzen Periode beträgt, die Zunahme also langsamer als die Lichtabnahme erfolgt, während bei allen andern Veränderlichen durchgängig das Umgekehrte der Fall ist. Auch der Veränderliche U Pegasi hat eine länger dauernde Lichtzunahme als Lichtabnahme. Der Stern β Lyrae wird gewöhnlich zu den Veränderlichen von kurzer Periode, wie δ Cephei, gerechnet. Die Untersuchungen seines Spektrums haben indessen ergeben, dass bei diesem Sterne zwei oder mehrere Trabanten anzunehmen sind, welche durch ihre Vorübergänge vor der Scheibe des Hauptsternes die Lichtveränderung hervorrufen. Die von Argelander zuerst genau festgestellte Lichtkurve kann sehr genau dargestellt werden unter der Annahme, dass das Hauptminimum infolge der Verdeckung des hellern Sternes durch den schwächern verursacht wird, das zweite Minimum dagegen durch den Vortritt des hellen Sternes vor den schwächern. Demnach gehört β Lyrae in die Klasse der Algolsterne.

Veränderliche Sternhaufen. Professor Solon J. Bailey, der Leiter des von der Harvard-Sternwarte unterhaltenen Observatoriums bei Arequipa, hat durch eine Untersuchung der von ihm dort aufgenommenen Photographien von kugelförmigen Sternhaufen gefunden, dass mehrere derselben eine ausserordentlich grosse Anzahl veränderlicher Sterne enthalten. Dies gilt indessen durchaus nicht etwa für alle Sternhaufen, da eine Anzahl derselben, die von Prof. Bailey untersucht wurde, durchaus keine veränderlichen Sterne umschliesst. Die in Rede stehenden photographischen Aufnahmen waren sämtlich mittels des 13zölligen Boyden-Teleskops erhalten worden. In dem Sternhaufen Messier Nr. 3 in den Jagdhunden (Neuer General-Katalog der Nebelflecken Nr. 5272) wurden nach einer Prüfung von 15 photographischen Platten nicht weniger als 87 veränderliche Sterne entdeckt. Die Veränderlichkeit ist in jedem einzelnen Falle sicher und wurde durch eine unabhängige Untersuchung von Mrs. Fleming und Prof. Edward C. Pickering bestätigt. In einzelnen Fällen erreicht der Lichtwechsel zwei Grössenklassen, in andern nur 0.5 auf den untersuchten Platten. In dem Sternhaufen Messier Nr. 5 (N. G.-K. 5984) wurden durch den Vergleich von fünf Platten 46 Veränderliche entdeckt und bei 14 andern Sternen Veränderlichkeit vermutet. Der Sternhaufen wird gewöhnlich als 5 M. Librae bezeichnet, er liegt aber in der Schlange sehr nahe bei dem Sterne 5 Serpentis. Weiter wurden zwei Veränderliche nachgewiesen auf sechs Platten, die von dem Sternhaufen N. G.-K. 7089 erhalten wurden, drei Veränderliche in dem Haufen N. G.-K. 7099, fünf Veränderliche in dem Haufen N. G.-K. 362 und vier in dem Haufen N. G.-K. 6656. Anderseits ergab eine genaue Untersuchung, dass in den Sternhaufen N. G.-K. 6218, 6397, 6626, 6705 und 6752 nicht ein einziger Veränderlicher anzutreffen ist, indem die Sterne auf sämtlichen Platten die gleiche Helligkeit zeigen. In den oben genannten Sternhaufen finden sich die veränderlichen

Sterne sämtlich in grösserem Abstande als 1′ vom Centrum der Haufen, weil in geringern Distanzen die einzelnen Komponenten zu nahe bei einander stehen, um sicher unterschieden zu werden, anderseits finden sich auch keine Veränderlichen mehr in grösserem Abstande als 10′ vom Centrum eines Sternhaufens. In dem Haufen N. G.-K. 5904 umfasst ein Kreis von 110″ Durchmesser 16 Sterne, unter denen sechs Veränderliche sind, also 40%. Der ganze Haufen enthält 750 Sterne, darunter 46 Veränderliche, d. h. 6%. Von den dem blossen Auge sichtbaren Sternen ist noch nicht 1% veränderlich.

Im Jahre 1890 entdeckte Packer, dass in dem Sternhaufen N. G.-K. 5904 zwei veränderliche Sterne stehen. Einer derselben wurde unabhängig auch von Bailey aufgefunden. Auch Common hielt einige Sterne in diesem Haufen für veränderlich. Mehrere der neu entdeckten Veränderlichen haben Perioden von nur wenigen Stunden. Hierher gehört der Stern 12 in dem Haufen N. G.-K. 5904, welcher dem Centrum dieses Haufens 3′ voraufgeht. Es wurden fünf Photographien dieses Haufens am 1. Juli 1895 in Intervallen von je 1^h aufgenommen, und auf diesen hat der genannte Stern folgende Grössen: 14.3, 13.5, 13.8, 13.9 und 14.3. Andere vier Platten vom 9. August 1895 ergaben die Grössen des Sternes zu 14.2, 14.6, 14.8 und 15.0. Es ist unmöglich, die Lage dieser Veränderlichen durch Rektaszension und Deklination anzugeben, man muss sie mit Hilfe von speziellen Karten jener Sternhaufen aufsuchen, und solche Karten werden von der Harvard-Sternwarte vorbereitet [1]).

Veränderungen im Spektrum der Nova Aurigae. M. M. Campbell macht darauf aufmerksam, dass die Intensitäten der beiden hellsten Linien im Spektrum jenes Sternes thatsächlich abgenommen haben [2]). Es sind die Linien mit den Wellenlängen λ 4360 und λ 5750. Die erstere Linie war im August 1892 leicht zu sehen, während sie im November 1894 nur mit Schwierigkeit wahrnehmbar war, und die Linie λ 5750 jetzt wahrscheinlich zu fein zum Messen ist. Es ist bemerkenswert, dass diese Linien die einzigen im Spektrum des Sternes sind, die abgenommen haben. Die ersten Messungen des Spektrums im August 1892 zeigten unwiderleglich dieses als Spektrum eines Nebels. Die beiden Linien λ 4360 und λ 5750 kannte man indessen damals in den Nebelspektren noch nicht, doch zeigten spektralphotographische Aufnahmen von fünf wohlbekannten Nebeln später auch hier diese Linien, und sorgfältige Okularbeobachtungen zeigten die Linie λ 5750 im Spektrum von drei Nebeln. Diese Linien waren indessen hell im Spektrum der Nova Aurigae, schwach dagegen in den Nebelspektren; nunmehr sind sie auch im Spektrum der Nova schwach geworden. Die

---

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 2.
[2]) Astrophysical Journal. 1. p. 49.

Spektra wohlbekannter Nebel haben übrigens auch ihre Anomalien, die Linien λ 4472 und λ 4687 sind z. B. in verschiedenen Nebelspektren verschieden in Intensität, ja sie fehlen in einigen gänzlich. Das Spektrum der Nova Aurigae ist nicht nur ein Nebelfleckspektrum, sondern es nähert sich auch dem Aussehen des durchschnittlichen Nebelfleckspektrums. Campbell macht schliesslich darauf aufmerksam, dass die Spektra der Nova Aurigae und der Nova Normae bei der Entdeckung wesentlich identisch waren und aus hellen und dunklen Linien bestanden, die ähnlich verschoben erschienen. Beide nahmen an Helligkeit, ab und gleichzeitig gewannen sie das Aussehen des typischen Nebelspektrums. Der neue Stern von 1876 im Schwan zeigte ein ähnliches Verhalten, so dass von fünf neuen Sternen seit Erfindung der Spektralanalyse drei eine übereinstimmende spektroskopische Geschichte besitzen. Dies ist eine bemerkenswerte Thatsache, deren volle Bedeutung noch nicht zugegeben ist.

Über das Spektrum von Mira Ceti. Der Direktor des astrophysikalischen Observatoriums zu Potsdam, Prof. H. C. Vogel, hat der Preussischen Akademie der Wissenschaften eine Abhandlung über das Spektrum von Mira Ceti vorgelegt [1]), in der er ausführt:

»Prof. Wilsing hat am 8., 10., 13., 20., 21., 22. und 29. Februar d. J. bei einer Expositionsdauer von 10 bis 32 Minuten elf Spektrogramme von Mira Ceti mit Benutzung des photographischen Refraktors des Potsdamer Observatoriums erhalten, die sehr detailreich sind, und auf denen die Linien des Wasserstoffspektrums, die in diesem Sternspektrum merkwürdigerweise hell erscheinen, ausserordentlich deutlich hervortreten. Da mir keine Untersuchungen über das Spektrum von Mira Ceti bekannt sind, welche Anspruch auf grössere Genauigkeit machen könnten, glaube ich, dass die hier mitgeteilten Messungen, die ich gemeinsam mit Prof. Wilsing ausgeführt habe, nicht ohne Interesse sein werden.

Die hellen Wasserstofflinien erscheinen auf allen Platten sehr breit und kräftig; es ist aber im höchsten Grade auffallend, dass die Wasserstofflinie H_ε nicht hell erscheint, sondern an ihrer Stelle die bekannte starke Absorptionslinie des Sonnenspektrums *H* (Ca) anzutreffen ist. Die Annahme, dass an dieser Stelle im Emissionsspektrum des Wasserstoffes auf dem Sterne Mira Ceti kein Maximum des Absorptionsvermögens gelegen wäre, ist natürlich gänzlich ausgeschlossen, solange man an dem Grundpfeiler der Spektralanalyse, dem Kirchhoff'schen Satze, festhält, nach der Balmer'schen Formel für das Gesetz der Wellenlängen der Linien des Wasserstoffspektrums auch kein Zweifel obwalten kann, dass die Linie von der Wellenlänge 397.02 $\mu\mu$ eine Wasserstofflinie ist. Man ist daher zunächst gezwungen, der zuerst von Miss Clerke gegebenen Erklärung bei-

[1]) Sitzber. d. K. Pr. Akad. 1896. 17. p. 795.

zutreten, dass diese Linie durch die breite Calciumlinie (λ 396.86 $\mu\mu$) absorbiert werde. Dazu ist aber die Annahme erforderlich, dass über der Schicht, welche die hellen Wasserstofflinien giebt, eine kühlere Schicht von Calciumdampf gelegen sei. Eine derartige Konstitution der Atmosphäre des Sternes ist aber wegen des höhern Atomgewichtes des Calciumdampfes nur als temporäre denkbar, und es wäre daher von grösstem Interesse, mit Sicherheit nachweisen zu können, dass die hellen Linien nur zur Zeit des Helligkeitsmaximums auftreten. Dazu sind jedoch grössere Mittel erforderlich, als sie gegenwärtig dem Observatorium zu Gebote stehen.

Zu den nachstehenden Beobachtungen ist zu bemerken, dass ausser den Wasserstofflinien keine andern hellen Linien im Spektrum von Mira Ceti auftreten. Es machen zwar einige Stellen den Eindruck von hellen Linien (ganz besonders bei λ 389.4 $\mu\mu$, λ 390.6 $\mu\mu$ und λ 435.0 $\mu\mu$), es sind dieselben aber ohne Zweifel nichts anderes als linienarme Gegenden des Spektrums, die nur deutlicher als im Sonnenspektrum, wo sie auch vorhanden sind, hervortreten. Eine Vergleichung des Spektrums von Mira Ceti mit dem Sonnenspektrum ergiebt, mit Ausnahme der hellen Wasserstofflinien, von $H\gamma$ ab nach dem Violett zu eine nahezu vollkommene Übereinstimmung, dagegen zeigen sich Abweichungen von $H\gamma$ nach dem roten Ende des Spektrums hin, und es treten die für die Spektra der Klasse IIIa so charakteristischen, einseitig nach Rot verwaschenen Bänder auf (Mira Ceti zeigt bekanntlich ein typisches Spektrum der Klasse IIIa). Diese Wahrnehmung ist im Einklang mit den Scheiner'schen Untersuchungen über die Spektra der Spektralklassen IIa und IIIa, welche im brechbarern Teile des Spektrums von $H\gamma$ an nur wenig von einander abweichen und sich hauptsächlich nur dadurch unterscheiden, dass die Absorptionslinien in den Spektren der Klasse IIIa im allgemeinen breiter und kräftiger erscheinen, als in den Spektren der Klasse IIa.

Über die hellen Wasserstofflinien sei noch bemerkt, dass sich eine geringe Verschiebung derselben nach Rot vermuten liess. Einigermassen genaue Angaben über die Grösse dieser Verschiebung, sowie auch über die Bewegung des Sternes im Visionsradius sind bei der Kleinheit der Spektrogramme unmöglich. Es ist ferner keine Andeutung einer Verdoppelung der Wasserstofflinien (hell und dunkel), wie in dem Spektrum der Nova Aurigae oder in dem von β Lyrae, gegeben, nur befindet sich dicht bei der Linie $H\zeta$ eine kräftige Absorptionslinie von derselben Breite, wie die helle Linie, die an das Aussehen dieser Linie im Spektrum von β Lyrae erinnert.« Es folgen nun die Angaben der Wellenlängen von 101 Linien, wegen deren auf das Original verwiesen werden muss.

Ein neuer Stern (Z) im Centauren ist auf einer der Photographien, welche auf der Arequipa-Station aufgenommen wurden, von Mrs. Fleming am 12. Dezember 1895 entdeckt worden[1]). Sein Ort

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 4.

am Himmel ist für 1900: R. A. $13^h\ 34.3^m$ D. — $31^0\ 8'$. Der Stern erregte die Aufmerksamkeit durch das Aussehen seines am 18. Juli 1895 bei 52 Minuten Expositionsdauer aufgenommenen Spektrums. Dasselbe ist ähnlich demjenigen, welches der Nebel um 30 Doradus zeigt, und demjenigen des Sternes A. G. C. 20 937, aber unähnlich dem eines gewöhnlichen Nebels oder den Spektren der neuen Sterne in Auriga, Norma und Carina. Auf den 55 Platten, welche vom 21. Mai 1889 bis 14. Juni 1895 aufgenommen wurden, findet sich keine Spur des Sternes. Zuerst erscheint derselbe auf einer Platte vom 8. Juni 1895 als Stern 7.2 Grösse. Am 16. Dezember 1895 ist er auf einer schönen photographischen Aufnahme mit dem 11 zolligen Draper-Teleskop bereits 10.9 Grösse, und an diesem Tage, sowie am 19. Dezember erschien er am 15 zolligen Refraktor ungefähr 11. Grösse. Die Prüfung mittelst eines Prismas zeigte das Licht des Sternes monochromatisch und sehr ähnlich demjenigen eines benachbarten Nebelfleckes. Obgleich das Spektrum dieses neuen Sternes nicht dem Spektrum der oben genannten neuen Sterne gleicht, so ist derselbe diesen doch darin ähnlich, dass er, früher unsichtbar, plötzlich seine volle Helligkeit erlangte und dann langsam abnimmt und schliesslich das Aussehen eines Gasnebels (in spektroskopischer Hinsicht) annimmt. Der im Jahre 1887 im Sternbilde des Perseus photographierte Stern gehört offenbar der nämlichen Klasse von Gestirnen an. Seine Position am Himmel für 1900 war: R. A. $1^h\ 55.1^m$ D. + $56^0\ 15'$. Es wurden in in jenem Jahre 11 photographische Aufnahmen desselben in Cambridge erhalten. Das photographische Spektrum zeigte die Wasserstofflinien $H\beta$ $H\gamma$ $H\epsilon$ und eine helle Linie nahe von der Wellenlänge 4060. An dieser Eigentümlichkeit des Spektrums wurde der Stern von Mrs. Fleming herausgefunden und für einen gewöhnlichen Veränderlichen von langer Periode gehalten. Das Spektrum desselben ist so schwach, dass es unmöglich bleibt, zu entscheiden, ob es sich um einen neuen Stern, ähnlich der Nova Aurigae, oder um einen Veränderlichen wie Mira im Walfisch handelt, da bei beiden Klassen von Sternen die Wasserstofflinien hell sind. Der Stern ist rasch schwächer geworden, denn auf keiner von 81 Photographien, die während der letzten acht Jahre zu Cambridge erhalten wurden, ist eine Spur davon wahrzunehmen. Ebensowenig erscheint er auf zwei Photographien, die am 3. November 1885 und am 21. Dezember 1886 aufgenommen worden sind.

Diese Nova ist seitdem auf der Lick-Sternwarte am 36 zolligen Refraktor von William J. Hussey beobachtet worden[1]). Derselbe steht am Himmel nahe bei dem hellen Nebel N. G. C. 5253, welcher in der Cordoba-Durchmusterung als Stern 9.5 Grösse aufgeführt wird. Dass beide identisch sind, ergab sich aus Messungen von Prof. Camp-

[1]) Publications of the Astronomical Society of the Pacific. 8. Nr. 51. p. 220.

bell und Hussey in den Monaten Dezember 1895 und Januar und Februar 1896. Bei dieser Gelegenheit haben beide Beobachter auch die Helligkeit der Nova untersucht. Sie erschien am 22. Dezember 11.2 Grösse und nahm bis zum 19. Februar nur wenig, bis 11.5 Grösse, ab. Als Hussey dagegen am 11. Juni dieses Jahres den neuen Stern wieder aufsuchte, fand er, dass derselbe nur noch 14.4 Grösse war und von einem schwachen Nebel umgeben war, welcher sich bis zu dem hellen Nebel N. G. C. 5253 hin erstreckte. Am 26. Juni wurde die Helligkeit der Nova = 15 $^{2}/_{4}$ Grösse geschätzt, und am 9. Juli war der Stern bis zur 16. Grösse herabgesunken. An diesem Tage war es schwer, den Stern noch in Mitte des Nebels, welcher ihn umgab, zu erkennen, dagegen erschien der umgebende Nebel offenbar als ein Teil des hellen Nebels. Hussey bemerkt, dass der schwache Nebel um die Nova anfangs nur deshalb nicht gesehen wurde, weil das helle Licht des Sternes ihn überstrahlte, dass aber der Nebel in dem Masse deutlicher hervortrat, als der Stern an Helligkeit abnahm. Da nicht anzunehmen ist, dass der Stern sich bloss zufällig auf dem Nebel projicierte, so muss sein Aufleuchten notwendig einem Vorgange in dem Nebel zugeschrieben werden.

Der Doppelstern α Centauri. A. W. Roberts hat eine neue Untersuchung über die Masse, Eigenbewegung und Position dieses Doppelsternsystems ausgeführt [1]), und zwar gestützt auf die Meridianbeobachtungen der Kap-Sternwarte. Beginnend mit den Beobachtungen Henderson's in den Jahren 1832—1833 und schliessend mit denjenigen Gill's 1879—1881, hat er sämtliche Bestimmungen in neun Gruppen getheilt und bestimmt hieraus in Verbindung mit den früher von ihm gefundenen Bahnelementen als Position des Schwerpunktes dieses Sternpaares für 1880,00: Rektaszension $14^h\ 31^m\ 27.537^s$, Deklination — $60^0\ 20'\ 20.64''$. Die Eigenbewegung in Rektaszension beträgt jährlich — 7.291″, in Deklination — 0.750″. Das Verhältnis der Massen beider Sterne ist wie 51 : 49. Roberts bemerkt, dass das neue grosse Spektroskop der Kap-Sternwarte in wenigen Jahren hinreichendes Material zu einer neuen Berechnung der relativen Massen der beiden Komponenten von α Centauri liefern werde, doch würde diese Bestimmung wahrscheinlich auch nicht wesentlich genauere Werte geben können. Die Gesamtmasse des Systems von α Centauri ist merklich gleich der doppelten Masse der Sonne, so dass der eine Begleiter etwas schwerer, der andere etwas leichter ist als unsere Sonne. Der schwerere Begleiter ist indessen fünf- oder sechsmal heller als der andere, und da seine absolute Helligkeit nur wenig von derjenigen der Sonne verschieden sein kann, so besitzt der andere Begleiter eine etwa fünfmal geringere Leuchtkraft als die Sonne.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3340.

Der spektroskopische Doppelstern μ^1 im Skorpion[1]). Aus einer Untersuchung der Draper-Memorial-Photographien hat Prof. Solon J. Bailey gefunden, dass der Stern μ^1 Skorpii ein spektroskopischer Doppelstern ist. Sein Ort am Himmel für 1900,0 ist: Rektaszension $16^h\ 45.1^m$, Deklination — $37^0\ 53'$, seine photometrische Grösse 3.26. Sein Spektrum gehört dem 1. Typus an und enthält die charakteristischen Zusatzlinien der Orionsterne. Nach der Bezeichnungsweise des Draper-Katalogs gehört es also in die Klasse B. Der Stern μ^2 Skorpii, dessen photometrische Grösse 3.74 ist, steht 28" vorauf und 1.7′ nördlich von μ^1, so dass die Spektra beider Sterne zusammen neben einander auf den photographischen Platten erscheinen. Auf einigen der letztern sind sie kaum von einander unterscheidbar, während auf andern Platten die Linien von μ^1 breit und verwaschen, einige der feinern auch deutlich doppelt erscheinen. Die Linien im Spektrum des andern Sternes sind stets einfach und gut definiert. Eine der Komponenten des Doppelsternes ist lichtschwächer als die andere, so dass die Linien ihres Spektrums bald von grösserer, bald von kleinerer Wellenlänge als die der hellen Komponenten erscheinen. Der Unterschied in der Helligkeit scheint auch auf die Veränderlichkeit einer der beiden Sterne zu deuten.

Die Untersuchung der nach Cambridge gesandten photographischen Platten zeigte, dass der Stern am 2. Oktober 1892, am 20. Juli 1894 und am 31. Juli des nämlichen Jahres photographiert worden war. Auf der ersten dieser Platten sind die Linien einfach, auf der zweiten breit und verwaschen und auf der dritten doppelt. Als Mrs. Fleming die Platten im Oktober 1894 untersuchte, bemerkte sie zur zweiten und dritten: »Linien doppelt?«, indessen wurden die Platten bei Seite gelegt und eine weitere Untersuchung derselben vergessen.

Die Veränderungen sind so rasch, dass sie auf successiven Platten erkennbar werden, welche eine Stunde lang exponiert wurden. Aus der Untersuchung von 52 Photographien hat Prof. Bailey als Ergebnis abgeleitet, dass die Umlaufszeit des Begleiters nur 35 Stunden beträgt, und seine Bahn nahezu kreisförmig ist. Eine in Cambridge ausgeführte selbständige Untersuchung ergab, dass sämtliche Aufnahmen, auch die frühesten, durch Annahme einer Umlaufsdauer von $34^h\ 42.5^m \pm 0.1^m$ dargestellt werden können. Zehn Aufnahmen, bei denen die Linien einfach erscheinen, werden einzeln nur mit einer Abweichung von 38^m dargestellt, die grösste Abweichung beträgt weniger als 1^h. Fernere Beobachtungen werden indessen erforderlich sein, um Gewissheit darüber zu gewinnen, dass die angenommene Zahl der vollen Umläufe seit 1892 richtig ist. Auf 19 Photographien zeigen die Linien der schwächern Kompo-

---

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 11.

nente grössere, auf 14 kürzere Wellenlänge, als die entsprechenden Linien des hellern Sternes.

Bis jetzt sind nur drei Sterne dieser Klasse bekannt. Der erste, ζ Ursae, wurde 1889 von Prof. Eduard C. Pickering entdeckt. Seine Periode scheint 52 Tage zu sein, doch ist sie unregelmässig, wahrscheinlich infolge der Anwesenheit eines zweiten Begleiters, und die Zeit, während deren die Linien weit von einander stehen, ist kurz. Der zweite Stern dieser Klasse, β Aurigae, wurde in dem nämlichen Jahre von Miss A. C. Maury gefunden. Die Veränderungen in seinem Spektrum sind sehr regelmässig innerhalb einer Periode von weniger als vier Tagen.

Das Vorkommen der Linien des Cleveïtgas-Spektrums in den Sternspektren und die Klassifikation der Sterne des ersten Spektraltypus sind Gegenstand einer wichtigen Abhandlung gewesen, die Prof. H. C. Vogel der Preuss. Akademie der Wissenschaften vorlegte[1]).

»Seit der Anwendung der Spektralanalyse auf die Gestirne«, beginnt Prof. Vogel, »hat eine Linie in der Nähe der bekannten Doppellinie des Natriumspektrums, welche im Spektrum der Chromosphäre der Sonne stets mit den Wasserstofflinien zusammen auftritt und in bezug auf Intensität von gleicher Ordnung mit denselben ist, die Aufmerksamkeit der Astrophysiker auf sich gezogen. Diese Linie ist auch in den Spektren einiger der wenigen Sterne beobachtet worden, in denen die Wasserstofflinien hell erscheinen. Dem unbekannten Stoff, dem die Linie angehört, hatte man den Namen Helium beigelegt und die Linie wegen ihres geringen Abstandes von der Doppellinie D_1 und D_2 des Natriumspektrums mit D_3 bezeichnet.

Ramsay war es vorbehalten, zu Anfang dieses Jahres (1895) in dem seltenen Mineral Cleveït ein Gas zu entdecken, in dessen Spektrum die Heliumlinie D_3 als eine der intensivsten Linien auftritt, und die bald nach dieser hochinteressanten Beobachtung erfolgte vortreffliche Untersuchung über das Spektrum des Cleveïtgases von Runge und Paschen ist nicht ohne Bedeutung für die Sternspektralanalyse geblieben, wie ich im folgenden zeigen werde.

Ich stelle zunächst die von Runge mitgeteilten Wellenlängen des Cleveïtgas-Spektrums in der für die vorliegende Untersuchung geeigneten Form zusammen und füge noch die Schätzungen über die relative Intensität der einzelnen Linien, welche ich der gütigen Mitteilung des Prof. Runge verdanke, bei. Mit 10 sind die hellsten Linien des Spektrums, mit 0 diejenigen Linien bezeichnet, welche eben noch zu erkennen waren, ohne eine bestimmte Schätzung der Helligkeit zuzulassen. Der Helligkeitsunterschied der Komponenten der engen Doppellinien ist sehr gross; man kann annehmen, dass

---

[1]) Sitzungsbericht d. kgl. Preuss. Akad. d. Wissenschaften, 1895. 40.

die brechbarere Komponente zehnmal intensiver ist, als die weniger brechbare.

Prof. Runge ist im Laufe seiner Untersuchungen zu der Annahme gekommen, dass das von ihm beobachtete Spektrum nicht einem Stoffe angehört, sondern einem schwerern Gase (Helium) und einem leichtern Gase. Die Linien des Heliums sind mit * bezeichnet worden.

Ich gebe hier nur die Linien zwischen den Wellenlängen 370 $\mu\mu$ und 707 $\mu\mu$, da sie allein bei einer Vergleichung mit Sternspektren inbetracht kommen werden.

Spektrum des Cleveïtgases.

	W. L. $\mu\mu$ Syst. Rowland	Intens.		W. L. $\mu\mu$ Syst. Rowland	Intens.
*	370.515	3	*	402.635	5
	.529			.652	
*	373.301	1.5	*	412.098	2.5
	.315			.114	
*	381.975	4		414.391	2
	.989			416.912	1
	383.37	0		438.811	3
	383.82	0		443.773	1.5
*	386.761	2	*	447.166	6
	.777			.185	
	387.19	0 5	*	471.317	3
	387.83	0		.339	
*	388.876	10		492.208	4
	.897			501.573	6
	392.68	0.5		504.782	2
	393.61	0	*	587.588	10
*	396.484	4		.621	
	.508			667.84	6
	400.942	1	*	706.551	5
	402.414	0		.577	

Im Jahre 1894 habe ich in der Sitzung der Akademie vom 8. Februar über das eigentümliche Doppelspektrum von β Lyrae berichtet und in der zum Abdruck gelangten Abhandlung hauptsächlich Untersuchungen mitgeteilt über die Veränderungen der hellen und dunklen Linienpaare, welche mit dem Lichtwechsel des Sternes in Verbindung stehen und wahrscheinlich eine Folge der Bewegung zweier oder mehrerer Sterne sind, deren Atmosphären von gleicher Zusammensetzung, jedoch als verschieden in bezug auf Dampfdichte und Glühzustand angenommen werden müssen. Nebenher hatte ich aber auch die Resultate der von mir vorgenommenen Bestimmungen der Wellenlängen der einzelnen Linien des Spektrums dieses Sternes angegeben, und eine Vergleichung derselben mit den Linien des Cleveïtgas-Spektrums hat zu einem überraschenden Resultat in bezug auf die Anzahl der im Sternspektrum vorhandenen Linien dieses Gases geführt.

Ich habe nachträglich einige Messungen an den besten Spektrogrammen vorgenommen und noch drei dem Cleveïtgas-Spektrum an-

gehörende Linien gefunden, die bei den ersten Messungen wegen ihrer Schwäche übersehen worden waren. Füge ich noch die schon seit vielen Jahren im Spektrum dieses Sternes bekannte Linie D_3, ferner noch zwei von Keeler und von Belopolsky gemessene, im Grün gelegene Linien, endlich eine Linie, deren Wellenlänge neben vier andern, auch von mir gemessenen Linien von Lockyer, sowie auch von Belopolsky bestimmt wurde, hinzu, so ergiebt sich folgendes Verzeichnis der Wellenlängen von Linien des Cleveïtgas-Spektrums in β Lyrae[1]):

Wellenlänge $\mu\mu$.	Bemerkungen.
370.4	Matte Absorptionslinie. Nicht von $H\xi$ zu trennen.
373.5	Matte Absorptionslinie. Nicht von $H\lambda$ zu trennen.
382.0	Starke Absorptionslinie.
386.9	Nachträglich gemessen, sehr schwach.
387.4	Nachträglich gemessen. Fraglich, da die Abweichung 0.2 $\mu\mu$ beträgt.
388.9	Intensivste Linie im Spektrum von β Lyrae. Ohne Zweifel Summierung der Linie $H\varsigma$ mit der hellsten Linie des Cleveïtgas-Spektrums.
392.7	Matte Absorptionslinie.
396.5	Als scharfe, starke Linie neben $H\epsilon$ beobachtet.
401.0	Zarte Linie. Nachträgliche Messungen ergeben $\lambda = 400.8 \mu\mu$.
402.6	An Intensität nahe gleich den Wasserstofflinien.
412.0	Matte Linie.
414.3	Zarte Linie.
438.8	Breite Absorptionslinie, schwach.
443.8	Nachträglich gemessen, sehr schwach, ohne Kenntnis der ungefähren Lage leicht zu übersehen.
447.0	Breite auffallende Linie.
492.3 / 501.6	Von Belopolsky und Keeler beobachtet.
587.6	D_3.

---

[1]) Es dürfte hier erwähnt werden, dass nach Keeler's Beobachtungen (Astron. and Astrophysics Nr. 114) der Veränderliche P Cygni ein ähnliches Doppelspektrum zeigt wie β Lyrae, und dass im Spektrum dieses Sternes ausser den Wasserstofflinien $H\gamma$ und $H\beta$, vielleicht auch den D-Linien, die Linien λ 492.2 $\mu\mu$, λ 501.6 $\mu\mu$ und D_3 vom Spektrum des Cleveïtgases enthalten sind.

Vor wenigen Tagen ist durch eine wohlgelungene Aufnahme des Spektrums von P Cygni von Dr. Wilsing die Keeler'sche Beobachtung bestätigt worden. Das Spektrum ist dem von β Lyrae zur Zeit des Hauptminimums sehr ähnlich; helle und dunkle Linien liegen dicht bei einander. Die Linien sind aber im Spektrum von P Cygni schmäler als in dem von β Lyrae, und die hellen Linien relativ zum kontinuierlichen Spektrum intensiver. Ich habe folgende Wellenlängenbestimmungen ausgeführt:

W. L.	W. L.	W. L.	W. L.
383.6 $\mu\mu$	397.2	412.1	437.1
388.9	402.2	414.3	438.8
396.6	410.1	434.0	447.0

Unter den gemessenen 12 Linien gehören 7 dem Spektrum des Cleveïtgases an. (Vogel.)

»Angeregt durch das interessante Ergebnis des Vergleiches zwischen dem Spektrum des Cleveïtgases und dem Spektrum von β Lyrae und befriedigt von der Genauigkeit der Wellenlängenbestimmung in Anbetracht der geringen linearen Ausdehnung der Sternspektra (10^{mm} von λ 370 $\mu\mu$ bis λ 450 $\mu\mu$), habe ich nach den Linien des Cleveïtgasspektrums in den Sternspektren gesucht. Es stand mir zu dem Zwecke ein reiches Beobachtungsmaterial zur Verfügung, von Dr. Wilsing angesammelt, der vor etwa zwei Jahren auf meine Veranlassung hin damit begonnen hat, mit den kleinen Spektrographen, mit dem die Spektra von β Lyrae hergestellt sind, in Verbindung mit dem 13 zolligen photographischen Refraktor von allen Sternen bis zur 5. Grösse, die der ersten Spektralklasse angehören, Spektrogramme anzufertigen. Da die Linie λ 447 $\mu\mu$, welche in den Spektren der Orionsterne eine besondere Rolle spielt, dem Cleveïtgasspektrum angehört, und somit die Ramsay'sche Entdeckung auch über den Ursprung dieser Linie Licht verbreitet hat, habe ich zunächst die Spektra der hellern Orionsterne einer Durchsicht unterworfen.

Es liegt nicht in meiner Absicht, hier die Untersuchungen im Detail anzuführen, sondern ich werde dieselben so kurz und gedrängt wie möglich geben, da später, wenn die erwähnten Aufnahmen, von denen zur Zeit nur etwa der dritte Teil vollendet ist, hergestellt sein werden, die Bearbeitung der Spektra von mir und Dr. Wilsing gemeinsam erfolgen soll und eine Veröffentlichung der Beobachtungen in den Publikationen des Observatoriums beabsichtigt wird. Ich habe daher in der folgenden Zusammenstellung zunächst nur die Linien angeführt, die mit denen des Cleveïtgases zu identifizieren sind. Die hellste Linie λ 388.90 $\mu\mu$ fällt so nahe mit $H\zeta$ (λ 388.91 $\mu\mu$) zusammen, dass eine Trennung auch bei erheblich stärkerer Zerstreuung als der angewandten nicht möglich ist. Wie ich bereits weiter oben bei dem Spektrum von β Lyrae bemerkt habe, kann aber durch Summierung der Linien beider Stoffe diese Linie besonders auffällig erscheinen, und ich habe deshalb die Helligkeitsschätzung (auf deren Angabe ich mich allein beschränke) der mit $H\zeta$ zusammenfallenden Linie des Cleveïtgases mit angeführt. Eine eben nur erkennbare Linie im Cleveïtgasspektrum λ 393.61 $\mu\mu$ fällt nahe mit der Calciumlinie λ 393.38 $\mu\mu$ zusammen, und da das Auftreten der Calciumlinie, wie ich weiter unten zeigen werde, von Interesse ist, habe ich auch diese Linie mit angegeben, bemerke aber ausdrücklich, dass mit dem Erscheinen der Linie, auch wenn sie ganz schwach ist, eher der Nachweis vom Vorhandensein des Calciums als des Cleveïtgases gegeben sein wird.

Ich habe ferner, wie soeben angedeutet, nur die Schätzungen der relativen Intensitäten der Linien (die schwächsten Linien sind mit 1, die stärksten mit 10 bezeichnet worden) angeführt und nicht die abgeleiteten Wellenlängen für jede Linie angegeben, bemerke aber, dass die Identität der Linien mit denen des Cleveïtgases, bez. des

Calciums angenommen wurde, wenn die Wellenlängen innerhalb ± 0.20 $\mu\mu$ übereinstimmten.

Cleveïtgas W. L. $\mu\mu$	Int.	β Orionis	γ Orionis	δ Orionis	ε Orionis	ζ Orionis	λ Orionis	ν Orionis	π 3 Orionis	π 5 Orionis	ω Orionis
* 382.0	4	4	10	5	3	3		7	6	6	
* 386.8	2	1?									
387.2	0.5										
* 388.9	10	0	10	10	10	10	10	10	9	9	9
392.7	0 5	1		2				2	3		
(Ca 393.4)	—	8		2	2			1		2	
396 5	4	2					3	1	2		
400.9	1		3			3		2	1	3	3
* 402 6	5	4	8	6	4	3	6	10	8	7	7
* 412.1	2.5	1	3				1?				
414.4	2		4	4				3	4	3	3
416.9	1	1		3							
438.8	3		2	3		3		2	3	2	
413.8	1 5	1?									
* 447 2	6	?	4	4	2	3		3	3	1?	

»Bisher hat nun die Ansicht bestanden, dass die Sterne vom Oriontypus, in deren Spektren nach den vorstehenden Beobachtungen das Vorhandensein des Cleveïtgases wohl als erwiesen angesehen werden kann, anderwärts am Himmel nur sehr spärlich verteilt sind. Ich war daher überrascht, bei der Durchsicht der Spektra von etwa 150 hellern Sternen, der ersten Spektralklasse angehörig, nicht weniger als 25 Sterne ausser den zehn Orionsternen und den vier von Scheiner angeführten Sternen zu finden, in deren Spektren die für die Orionsterne charakteristischen Linien oder, mit andern Worten, die Spektrallinien des Cleveïtgases zu finden waren.

Ein richtiger Überblick über die Verteilung dieser Sterne am Himmel kann erst erhalten werden nach Abschluss der hier geplanten Arbeit, die Spektrogramme aller Sterne der ersten Spektralklasse bis etwa zur fünften Grösse herab anzufertigen und zu untersuchen, eine Arbeit, die, wie gesagt, bisher erst etwa zum dritten Teil vollendet ist. Ich stelle hier noch einige Sterne zusammen, in denen das Cleveïtgasspektrum gut ausgeprägt ist, und zwar ebenfalls mit Weglassung anderer im Spektrum gemessener Linien, ausser der der Ca-Linie, λ 393.4 $\mu\mu$.

Wiederum bin ich bei der Durchsicht der zahlreichen Spektra in der Ansicht bestärkt worden, dass bei einer Klassifikation der Sterne nach ihren Spektren nur allgemeine durchgreifende Merkmale aufgestellt werden sollten, und eine rationelle Einteilung nur zu denken ist, wenn sie auf dem Gesichtspunkte basiert, dass die verschiedenen Spektra der Sterne verschiedene Entwicklungsphasen derselben kennzeichnen.

Cleveitgas W. L. μμ	Int.	102 Herculis	ι Herculis	α Virginis	γ Pegasi	β Piscium	β Cephei	υ Herculis	ι Androm	τ Herculis	ζ Dracon.	η Leonis	ζ Pegasi	β Persei	η Aurigae
* 382.0	4	8	5	2	9		5	5	2	5	3				7
* 386.8	2	2	1		5	2			{ 2?	2	2		5	2	
387.2	0.5	1													
387.8	0		1 5	2?					10						
* 388.9	10	10	9	10	10	10	10	10	2	10	10	7	10	10	10
392.7	0.5	4	2	2	2			1?	2						
(Ca 393.4)	—	2	1.5			3	3	1?		1.5		4		2	
396.5	4	4										2			
400 9	1	3	5	3	2	2		4	3						
* 402.6	5	8	6	4.5	7	6	10	8		5	4	4	5	2	3
* 412.1	2 5	3	2	2.5	2			4							
414.4	2	3	3	2.5	2	2	5								
416 9	1	1													
438.8	3	2	4	2 5	2		2				2				
443 8	1.5	2		2?		2			1.5				1?		
* 447.2	6	3	3	3	2.5	1.5	3	3	?	2	2	2	1	1.5	4

»Mein früher, vor mehr als 20 Jahren, gemachter Versuch einer von dem bezeichneten Standpunkte ausgehenden Einteilung der Sternspektra hat trotz der enormen Fortschritte der Sternspektralanalyse in den letzten Jahren, namentlich auch durch die feinen, detaillierten Untersuchungen über die Spektra von Scheiner, im wesentlichen nur eine Bestätigung erfahren.

In bezug auf die Sterne der dritten Spektralklasse ist auch jetzt noch die direkte Beobachtung in dem weniger brechbaren Teile des Spektrums der photographischen Aufnahme vorzuziehen. Für die von mir aufgestellten Abteilungen a und b fehlt das Kriterium, welche von beiden einer mehr vorgeschrittenen Entwicklung angehört, gänzlich. Es lässt sich nur so viel sagen, dass bei beiden Abteilungen die Atmosphären der Sterne so weit abgekühlt sind, dass die Dissoziation der Stoffe aufhört, und Verbindungen sich halten können. Es ist deshalb kein Grund gegeben, die Sterne der Klasse III b, bei welchen hauptsächlich Kohlenwasserstoffe die Absorptionsbänder hervorbringen, in eine besondere IV. Klasse zu verweisen. Desgleichen ist zur Erkennung der Spektra der II. Spektralklasse die direkte Beobachtung sehr geeignet. Auch hier ist kein Grund vorhanden, andere Unterabteilungen, als die beiden von mir angenommenen, aufzustellen, ehe noch genauere Untersuchungen über die Spektra der Klasse II b vorliegen.

Anders verhält es sich mit den Spektren der I. Spektralklasse. Bei diesen Spektren ermöglicht die Anwendung der Photographie, im allgemeinen weiter zu gehen und feinere Unterscheidungsmerkmale aufzustellen, als es früher der Fall war. Es scheint auch das Studium des Spektrums dieser Sterne insofern von besonderem Interesse, als man, von dem einfachsten Spektrum, in dem nur die

Wasserstofflinien erkennbar sind, ausgehend, die ersten Spuren einer weitern Entwicklung durch das Hinzutreten von Linien anderer Stoffe auffinden und verfolgen kann bis zu den mit zahllosen Linien durchzogenen Spektren der II. Spektralklasse. Vielleicht gelingt es bei noch weiterer Erforschung der Einzelheiten in den Spektren der Klasse I, die ersten Anfänge und einzelne Glieder der beiden auseinander gehenden Reihen zu finden, deren Endglieder die im Aussehen so verschiedenen Spektra der Spektralklasse IIIa und IIIb sind

Im besondern haben mich die oben mitgeteilten Beobachtungen zu der Ansicht geführt, dass das Auftreten der Linien des Cleveïtgases in den Sternspektren sehr zu beachten ist und ein geeignetes Mittel zur Klassifikation der Spektra abgeben kann. Das Cleveïtgas hat in seinem spektralen Verhalten so viel Ähnlichkeit mit dem Wasserstoff, wie das schon längst bekannt ist durch das stets gemeinsame Auftreten der Linie D_3 mit den Wasserstofflinien an allen Stellen der Chromosphäre der Sonne, sowie in den Protuberanzen, dass man neben den Wasserstofflinien an erster Stelle das Auftreten der Spektrallinien des Cleveïtgases erwarten kann. Das linienarme Spektrum dieses Gases ist ganz besonders geeignet, leicht erkannt zu werden. Im brechbarern Teile genügt die Konstatierung des Vorhandenseins der in keinem der bisher untersuchten Spektra, in welchem Linien des Cleveïtgases auftreten, fehlenden Linie von der Wellenlänge 402.6 $\mu\mu$; sie liegt im prismatischen Spektrum nahe in der Mitte zwischen den Wasserstofflinien $H\varepsilon$ und $H\delta$.

Als zweites Unterscheidungsmerkmal für Unterabteilungen der I. Spektralklasse ist das Auftreten der Calciumlinien λ 393.38 $\mu\mu$ und λ 396.86 μ, welch' letztere sehr nahe mit der Wasserstofflinie $H\varepsilon$ (λ 397.02 $\mu\mu$) zusammenfällt, geeignet. Erscheint die erste der Linien schmal und scharf, so übt die zweite nur einen sehr geringen Einfluss auf die Wasserstofflinie $H\varepsilon$ aus. Nehmen jedoch die Ca-Linien an Intensität und Breite zu, so wird die Verbreiterung von $H\varepsilon$ sehr merkbar, und beide Linien überragen in bezug auf Intensität und Breite sehr bald die starken und meist breiten Wasserstofflinien der Spektra der I. Klasse; sie bilden bei weiterer Entwicklung das für die II. Spektralklasse so charakteristische Linienpaar, welches Fraunhofer mit H bezeichnet hat.

Ich glaube, dass die nachstehende Einteilung der Sterne der ersten Spektralklasse dem jetzigen Standpunkt der Wissenschaft entsprechen dürfte und für längere Zeit wird gebraucht werden können. Ich bin bei der Aufstellung derselben bestrebt gewesen, mich möglichst der früher von mir gegebenen Einteilung anzuschliessen. Nach dem heutigen Standpunkte dürfte es vielleicht besser erscheinen, die selten vorkommenden Sterne, in deren Spektren die Linien hell sind, an erste Stelle zu setzen, als auf der ersten Stufe der Entwicklung stehend; da aber eine definitive Entscheidung über diese Frage meines Erachtens noch nicht zu treffen ist, habe ich aus formalen

Gründen die frühere Reihenfolge beibehalten und diese Sterne wieder in eine dritte Abteilung (c) vereinigt.

Die Charakterisierung der Klasse 1b zeigte sich nach Massgabe der weitern Erkenntnis als unzureichend, und ich habe im Laufe der Zeit eine Veränderung der Fassung als notwendig erkannt und vorgenommen. Meines Erachtens ist nunmehr, nach Auffindung des Cleveïtgases, die Charakterisierung der Spektra der Klasse Ib zu einem endgültigen Abschluss gelangt.

Klasse I der Sternspektra.

Kontinuierliche Spektra, deren brechbarere Teile, Blau und Violett, durch Intensität besonders auffallen. Die Spektra sind durchsetzt von der ganzen Reihe der Wasserstofflinien, die als dunkle, breite, verwaschene, seltener scharf begrenzte und dann schmälere Absorptionslinien erscheinen und im allgemeinen die ausserdem in den Spektren sich zeigenden Linien anderer Metalle an Intensität erheblich übertreffen.

Ganz selten treten die Wasserstofflinien und Linien anderer Stoffe nicht als Absorptionslinien auf und erscheinen dann als helle Linien auf kontinuierlichem Spektralgrunde.

a.

1. Spektra, in denen nur die Wasserstofflinien als breite, stark entwickelte Linien erscheinen, andere Spektrallinien aber nicht zu erkennen sind.

2. Spektra, in denen neben den Wasserstofflinien noch Linien von andern Metallen, namentlich von Calcium, Magnesium und Natrium, jedoch keine Linien des Cleveïtgases auftreten. Die Calciumlinie λ 393.4 $\mu\mu$ erscheint in diesen Spektren scharf geschnitten; sie kommt den Linien des Wasserstoffs an Breite nicht gleich. Die Spektrallinien der andern Metalle sind nur zart und bei Anwendung geringer Zerstreuung schwer zu erkennen.

3. Spektra, in denen die Ca-Linie λ 393.4 $\mu\mu$ von nahe gleicher Intensität mit den Wasserstofflinien erscheint, in seltenen Fällen auch dann noch an den Rändern scharf begrenzt ist, oder breiter und intensiver als die Wasserstofflinien und stark verwaschen mit der durch die Ca-Linie λ 396.9 $\mu\mu$ verstärkten und verbreiterten Wasserstofflinie $H\varepsilon$ (λ 397.0 $\mu\mu$) ein auffallendes Linienpaar bildet. In den Spektren dieser Abteilung sind die Linien des Cleveïtgases nicht zu erkennen; dagegen treten stets zahlreiche und kräftige Linien verschiedener Metalle, besonders auch Eisenlinien auf; die Wasserstofflinien dominieren jedoch immer noch. $H\delta$ tritt unter den Linien deutlich hervor, und die Liniengruppe G ist weniger auffallend als $H\gamma$.

Diese Unterabteilung bildet den direkten Übergang zur Spektralklasse II, bei welcher die Wasserstofflinien gegen die Linien anderer Metalle keine hervorragende Rolle mehr spielen.

b.

Spektra, in denen neben den stets dominierenden Wasserstofflinien die Linien des Cleveïtgases, vor allem die Linien von den Wellenlängen 402.6 $\mu\mu$, 447.2 $\mu\mu$, 501.6 $\mu\mu$ und 587.6 $\mu\mu$ (D_3) erscheinen. (Die stärkste Linie im Violett λ 488.9 $\mu\mu$ fällt so nahe mit $H\zeta$ zusammen, dass sie nicht zur Erkennung des Cleveïtgases in Sternspektren geeignet erscheint.) Ausserdem treten in den Spektren dieser Abteilung mehr oder minder zahlreich die Linien der Spektra von Calcium, Magnesium, Natrium und Eisen auf.

c.

1. Spektra mit hellen Wasserstofflinien.

2. Spektra, in denen ausser den Wasserstofflinien noch die Linien des Cleveïtgases und Linien von Calcium, Magnesium und andern Metallen hell erscheinen.

»Es bedarf wohl kaum der Erwähnung, dass eine scharfe Trennung der einzelnen Unterabteilungen nicht möglich ist und in gewissem Grade die Einordnung der Spektra in dieselben von der Güte des angewandten Instrumentes und, bei Zuhilfenahme der Photographie, von der richtigen Exposition der photographischen Platte abhängen wird. Nach den bisherigen Erfahrungen wird die Unterscheidung zwischen Ia 1 und Ia 2 grössere Schwierigkeiten bereiten, als die zwischen den andern Abteilungen, und die Zahl der unter Ia 1 und Ic 1 einzureihenden Spektra wird nur eine geringe sein.

Unter Ia 2 würden die Spektra von α Canis Majoris und α Lyrae, unter Ia 3 ϵ Cygni, an der Übergangsgrenze nach Klasse II stehend, β Cassiopeiae und α Canis Minoris zu rechnen sein. Zur Abteilung b gehören die meisten hellern Orionsterne, β Persei (Algol), α Virginis, die eine Komponente von β Lyrae, während die andere Komponente von β Lyrae unter Ic 2 einzureihen ist. Sieht man das eigentümliche Spektrum von Plejone als Doppelspektrum an, so gehört es sowohl zu Ia 1 wie zu Ic 1, die Wasserstofflinien (andere Linien sind auf den hiesigen Spektrogrammen nicht zu erkennen) erscheinen als breite Absorptionsstreifen mit hellen Linien in der Mitte. Nimmt man dagegen an, die Wasserstofflinien hätten nur eine doppelte Umkehr erfahren, so würde das Spektrum dieses Sternes unter Ia 1 einzureihen sein.

Die Spektra der Klasse Ib würden, mit bezug auf Entwicklungsphase, nach Zahl und Stärke der Metalllinien, die neben den Wasserstofflinien auftreten, zu urteilen, mit Ia 2 und Ia 3 zusammenzustellen sein. Wenn auch bisher noch kein so vorzüglicher Übergang nach Klasse II angebbar ist, wie unter den Sternen der Unterabteilung Ia 3, so sind doch einige der Spektra, in denen Cleveïtgas nachgewiesen werden konnte, linienreich, so dass der Sprung zwischen Klasse Ib und Klasse II wenigstens kein zu schroffer ist. Das ein allmählicher Übergang stattfinden wird, ist nicht zu bezweifeln,

da sich in der Atmosphäre der Sonne, eines Sternes der II. Spektralklasse, Cleveïtgas findet, die Linien desselben aber bekanntlich keine Umkehr erfahren «

Neuer Nebelfleck in den Plejaden. Auf dem Observatorium zu Taschkent hat W. Stratonoff mit einem photographischen Refraktor von 330 *mm* Öffnung die Plejaden in mehrern langen Expositionen aufgenommen. Eine von diesen dauerte 25 Stunden, welche sich auf neun Abende verteilen. Sie zeigt auf einer Fläche von vier Graden 6614 Sterne und vielerlei Details in den bekannten Nebeln der Plejaden, ausserdem aber auch einige neue Nebel. Einer davon ist länglich, 20″—30″ breit und etwa 14′ lang, er zeigt sich fast parallel dem von den Gebrüdern Henry zuerst entdeckten Nebel. Ein anderer schwacher Nebel, 1′ bis 3′ lang, steht in der Nähe eines Sternchens 18. Grösse[1]).

Der Ringnebel in der Leyer (*M.* 57) ist 1892—1895 wiederholt von E. E. Barnard am 36-Zoller der Lick-Sternwarte vermessen worden[2]). Im Mittel giebt er dafür folgende Zahlen:

Positionswinkel der grossen Axe	65.43″
grosse Axe, äusserer Durchmesser	80.89″
» » innerer »	36.52″
kleine Axe, äusserer »	58 81″
» » innerer »	29.36″

Die innere Fläche des Ringnebels schien stets mit einer schwachen Neblichkeit erfüllt, welche an Helligkeit etwa in der Mitte steht zwischen derjenigen des Ringes und dem äussern dunklen Himmelsgrunde. Der zentrale Stern war gewöhnlich sichtbar, aber nicht sehr augenfällig. Die Farbe des ganzen Nebels war milchig.

Der grosse Nebel im Orion. Eine neue, ausschliesslich auf photographischen Aufnahmen beruhende Untersuchung über den grossen Orionnebel hat unlängst Prof. William H. Pickering veröffentlicht[3]). Die (22) Platten wurden teilweise zu Cambridge N. A. exponiert, die meisten derselben auf Mt. Wilson in Südkalifornien (34° 12.8′ nördl. Br., 7^h 52^m 17^s westl. L.), zwei auf der Arequipa-Station in Südamerika durch Prof. Bailey.

Es wurden bei der Untersuchung zunächst 22 Sterne in der unmittelbaren Nähe des grossen Nebels als Normalsterne ausgewählt und ihre photographische Helligkeit genau bestimmt Sie dienten dann dazu, die Helligkeit der übrigen Sterne, welche in der grossen Abhandlung von G. P. Bond über den Orionnebel aufgeführt werden, gemäss der photographischen Aufnahme zu bestimmen und mit Bond's Helligkeitsschätzungen zu vergleichen. Es ergab sich hierbei,

---

[1]) Astron. Nachr Nr. 3366.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3354.
[3]) Annals of the Observatory of Harvard College 32. Part. I.

dass bei Bond 20 Sterne aufgeführt sind, von denen auf den Photographien keine Spur zu finden ist. Darunter finden sich sieben Fälle, wo mässig helle Sterne in der Nähe stehen, aber nicht von Bond aufgeführt werden, so dass man annehmen kann, dass die Angaben von letztern sich auf diese beziehen sollen. Prof. Pickering glaubt, dass für die übrigen 13 Sterne eine ähnliche Erklärung zulässig ist, obgleich es nicht unmöglich wäre, dass einige derselben seit Bond's Zeit lichtschwächer wurden, worüber indessen keine sichere Entscheidung möglich ist. Einige Sterne, die von Bond als 13.9 bis 15.6 Grösse angegeben werden, zeigen sich nur auf einer photographischen Platte, die zu Arequipa am 13zolligen Refraktor bei einer Exposition von acht Stunden erhalten wurde. Wenn diese Sterne also seit Bond's Zeit nicht schwächer geworden sind, so ist damit bewiesen, dass eine sorgfältige Okularinspektion mit dem 15zolligen Refraktor zu Cambridge Sterne erkennen lässt, die mit einem 13zolligen photographischen Fernrohre in weniger als zwei oder drei Stunden nicht aufgenommen werden können. Im ganzen sind auf den Platten 146 Sterne enthalten, welche in Bond's Katalog nicht vorkommen. Es zeigen sich bei 14 Sternen zwischen der photographischen und direkt geschätzten Grösse Unterschiede von mehr als zwei Grössenklassen. Einige von Bond als veränderlich bezeichneten Sterne wurden nach dieser Richtung hin durch die photographische Aufnahme bestätigt.

Was Veränderungen in dem Nebel selbst anbelangt, so hat man bei einer Untersuchung nach dieser Richtung hin zwei Perioden zu unterscheiden, nämlich diejenige von Huygens bis 1880, während deren nur Okularbeobachtungen und Zeichnungen des Nebels erhalten werden konnten, und die photographische Epoche von 1880 ab bis zur Gegenwart. Was die erste Periode anbelangt, so haben die Untersuchungen von Prof. Holden [1]) ergeben, dass wir für diesen Zeitraum keinen sichern Nachweis einer Veränderung der Gestalt des Nebels besitzen, dass aber in einigen Regionen desselben wahrscheinlich Helligkeitsänderungen stattgefunden haben. Am 30. September 1880 erhielt Dr. Henry Draper die erste photographische Aufnahme des Orionnebels, und seit jener Zeit sind wir im Besitze einer Reihe von Darstellungen der Form und Lage selbst solcher Details, die viel zu fein sind, um durch Okularbeobachtungen auch nur wahrgenommen zu werden.

Inzwischen ist bis jetzt noch ein zu kurzer Zeitraum verflossen, um eine merkliche Veränderung im Aussehen des Nebels erwarten zu dürfen. Eine genaue Vergleichung der Photographien von Draper und Common mit denjenigen der Harvard-Sternwarte hat Prof. Pickering keinen Unterschied erkennen lassen, aus dem mit Sicherheit eine Veränderung des Nebels während dieser Zeitperiode sich folgern lässt.

Verf. giebt eine Darstellung des Nebels nach einem Negative,

---

[1]) Washington Observ. 25. Appendix I.

welches auf Mt. Wilson mit dem 13 zolligen Teleskope am 14. März 1880 nach einer Exposition von 2^h 36^m erhalten wurde. Er wurde später in der Fläche 48mal vergrössert und zeigt die Grenze des Nebels, wie sie von Lassell auf Malta am vierfüssigen Reflektor erhalten wurde. Die schwächsten Sterne auf dieser Platte sind 15. Grösse. Der kleine Nebel nördlich zeigt sich durch eine schwache Helligkeit mit dem grössern verbunden.

Was den physischen Zusammenhang des Nebels mit einigen der in ihm sichtbaren Sterne anbelangt, so kann nach Prof. W. Pickering darüber keine Frage sein. Auch unsere Kenntnis der Spektra dieser Sterne bestätigt diesen Schluss. Überall am Himmel finden wir, dass die blauen und wahrscheinlich heissern Sterne des 1. Typus ziemlich häufig von Nebelmassen, die mehrere Minuten im Durchmesser haben, begleitet auftreten. Bekannte Beispiele dieser Art sind die Plejaden und der Nebel um η Argus. Die Spektra dieser Sterne sind im allgemeinen ausgezeichnet durch breite dunkle Wasserstofflinien, doch in einigen Sternen dieser Gruppen finden sich auch statt dunkler, mehrere helle Wasserstofflinien. Die Gegenwart heller Wasserstofflinien deutet stets auf eine Veränderlichkeit, wofür η Argus selbst einen guten Beleg liefert, und das Gleiche gilt wohl auch für die Veränderlichen im Orion.

Das Spektrum des Orionnebels wurde mit zwei verschiedenen Instrumenten erhalten. Am 10. Juli 1888 wurde es mit dem elfzolligen Draper-Teleskope, vor dessen Objektiv ein Prisma mit 15^0 Winkel angebracht war, aufgenommen. Die Expositionsdauer betrug eine Stunde. Am 10. April 1890 wurde eine Aufnahme mit einer Kamera bei 10 Minuten Expositionsdauer gemacht.

Was die Rolle dieses Nebels im Weltall anbelangt, so hängt das Urteil darüber zum guten Teile von unserer Kenntnis von der scheinbaren Ausdehnung desselben ab. Prof. Pickering bemerkt, dass wenn die Nebelmasse einen Winkel von 15^0 umspannt, ihr wahrer Durchmesser an Grösse dem vierten Teil seiner Entfernung von uns gleich sein muss. Wenn solche feinen, ausgedehnten Nebelmassen, sagt er, zuletzt zu Sternen kondensiert werden, so ist es, wenn man rückwärts schliesst, wahrscheinlich, dass manche der hellen Sterne, die wir kennen, auch Teile dieser Nebelmasse waren, und möglicherweise könnte dieses auch von unserer Sonne gelten. Der Nebel hätte dann damals eine weit grössere Ausdehnung besessen als heute. Über die wahre Distanz des Orionnebels vor uns können zur Zeit nur Vermutungen ausgesprochen werden. Prof. Pickering kommt durch verschiedene Kombinationen zu dem Ergebnisse, dass die Parallaxe des Orionnebels wohl zu 0.003″ anzunehmen sei, was einer Distanz von 1000 Lichtjahren entspricht.

Lage und Gestalt der Milchstrasse. Eine Untersuchung hierüber hat A. Prey der k. k. Akademie in Wien der dortigen Akademie überreicht. Auf Grund der Seeliger'schen Abzählung der

Sterne nach Trapezen von je 10° Ausdehnung in Rektaszension und je 5° in Deklination wurde die Sternverteilung zwischen 55° nördlicher und 23° südlicher Deklination in einer nach Kugelfunktionen fortschreitende Reihe entwickelt. Die zur Ermittelung der Lage des Maximums angewendete Differentiation führte auf die Gleichung einer Fläche zweiter Ordnung, welche angenähert in zwei Ebenen zerfällt. von denen die eine die Lage des gesuchten Maximums, die andere die des Minimus angiebt. Da die Sternzählung den zweiten Zweig der Milchstrasse nicht genügend hervortreten lässt, um das Verfahren auch auf diesen auszudehnen, wurde aus einer geringen Anzahl von Punkten desselben eine zweite Ebene abgeleitet. Die Lage der Schnittkreise dieser beiden Ebenen, bestimmt durch die Lage ihrer Pole, ist gegeben durch:

	Rektasz. = 199.35°		Rektasz. = 182.11°
1. Pol:	Deklination = 17.90°	2. Pol:	Deklination = 19.69°
	sphär. Rad. = 91.33°		sphär. Rad. = 89.40°

Der Winkel zwischen beiden Ebenen ergab sich zu 16.43°. Die Sonne liegt somit zwischen zwei Ebenen grösserer Sterndichte, die das Milchstrassensystem bilden, welchem daher die Sonne jedenfalls angehört[1]).

Der veränderliche Nebel und der veränderliche Stern T im Stier. Am 11. Oktober 1852 sah Hind[2]) ein sehr kleines, nebelartiges Objekt in $4^h\ 11^m\ 50^s$ Rektaszension und 19° 8′ nördlicher Deklination (1825.0) südlich und voraufgehend einem Stern 10. Grösse, den er bis dahin nicht gesehen und also auch in die unlängst vollendete ekliptische Karte dieses Himmels nicht eingetragen hatte. Er hielt diesen Stern deshalb für veränderlich, und dies ist in der That der Fall, es ist der heute als T Tauri bekannte Veränderliche. Der Nebel war in dem lichtstarken 7 zolligen Refraktor Hind's sehr schwach und zeigte etwa 30″ im Durchmesser. Chacornac sah ihn an dem grossen Spiegelteleskop zu Marseille 1854 wieder. d'Arrest bestimmte 1855 und 1856 viermal die genaue Position des Nebels am 6 zolligen Refraktor der Leipziger Sternwarte und bezeichnete ihn als ziemlich hell. Auwers sah ihn 1858 nur schwierig am 6 zolligen Königsberger Heliometer, und am 3. und 4. Oktober 1861 konnte ihn d'Arrest am $10\,{}^1/_3$ zolligen Refraktor der Kopenhagener Sternwarte nicht sehen, ebensowenig bei verschiedenen Gelegenheiten im Januar und Februar 1862. Auch Chacornac suchte ihn um diese Zeit vergebens. Dagegen verlor ihn damals Lassell an seinem vierfüssigen Reflektor und ebenso Otto Struve am 14 zolligen Pulkowa-Refraktor nicht gänzlich aus den Augen, allein 1868 war er auch in dem letztgenannten Instrumente unsichtbar geworden. Nunmehr sah dagegen O. Struve, 4′ dem Orte

[1]) Sitzungsb. der k. k. Akad. d. W. 1896, p. 78.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 839.

von Hind's Nebel voraufgehend, einen andern kleinen Nebel, den später auch d'Arrest beobachtete, und von dem letzterer behauptete, dass er früher dort nicht vorhanden gewesen sei. Auch bemerkte er, dass der ehemalige Hind'sche Nebel grösser und beträchtlich heller gewesen sei, als dieser Struve'sche Nebel, dessen Kern etwa einem Sternchen 14. Grösse gleich kam. Als Ort des Struve'schen Nebels fand d'Arrest (für 1868.0):

Rektasz. $5^h\ 14^m\ 0.4^s$ Dekl. $+\ 19^0\ 12'\ 13''$,

während er für dieselbe Epoche als Ort des Veränderlichen T. Tauri angiebt:

Rektasz. $5^h\ 14^m\ 17.8^s$ Dekl. $+\ 19^0\ 13'\ 4''$.

Im Jahre 1877 hat W. Tempel[1]) mit dem lichtstarken elfzolligen Amici-Refraktor zu Florenz die in Rede stehende Gegend des Himmels aufmerksam durchmustert. Am 5. November konnte er am Orte von Hind's Nebel nichts sehen, am 5. November dagegen fand er einen $1^1/_2{}'$ grossen Nebel, in dessen nördlichem Teile ein kleiner Stern stand. Diesen Nebel erkannte er als identisch mit dem Struve-schen Nebel. Am 12. Dezember sah er von diesem Nebel keine Spur, dagegen zwei kleine Sterne unmittelbar bei T Tauri. Am Orte des Nebels sah er nur den kleinen Stern vom 8. November, sowie ein anderes Sternchen. Seitdem ist der Nebel nicht mehr beobachtet worden bis zum Jahre 1890, als Burnham ihn am 36 Zoller der Lick-Sternwarte aufsuchte. Durch eine irrige Ortsangabe getäuscht, hielt er den Nebel für identisch mit dem Veränderlichen T Tauri. Merkwürdigerweise sah er am Orte des letztern den Stern, »wenn es ein Stern ist«, innerhalb eines kleinen kondensierten Nebels von 4.4" Länge und etwas geringerer Breite. Bei keiner Vergrösserung konnte eine deutliche Scheibe des Sternes erhalten werden. Dr. Barnard, der mit Burnham zusammen das Objekt untersuchte, kam zu dem nämlichen Ergebnisse, sah aber ausserdem (1890) am 15. Oktbr. nach sorgfältiger Prüfung am grossen Refraktor noch einen überaus schwachen runden Nebel, der von T Tauri im Positionswinkel von 185^0 etwa $^3/_4{}'$ entfernt stand. Sein Durchmesser war 40"—50", und seiner Lichtschwäche nach stand er an der Grenze der Sichtbarkeit für den grossen Refraktor. Von Struve's Nebel konnte weder Burnham, noch Barnard die geringste Spur entdecken. Der kleine Nebel um T Tauri konnte am 12 zolligen Refraktor nicht mehr gesehen werden, er mochte nach Burnham's Schätzung 12.5 Grösse sein. In der Nacht des 1. Nov. 1890 untersuchte Keeler dieses Nebel-Objekt (T Tauri), spektroskopisch und fand, dass es den gewöhnlichen Typus der Gasnebel zeigt, obgleich wegen seiner Lichtschwäche nur die Linie λ 5005 sichtbar war. Das Spektrum des Kernes konnte nicht gesehen werden. Hiernach unterliegt es keinem Zweifel, dass T Tauri ein Nebel oder ein Nebelstern ist.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 2212.

Dr. Barnard untersuchte am 25. Febr. 1895 die Umgebung von T Tauri neuerdings am 36 zolligen Refraktor[1]). Er fand den von ihm am 5. Oktober 1890 entdeckten höchst feinen Nebel bei T Tauri wieder, doch war derselbe allem Anschein nach heller als damals. Der Stern T Tauri selbst war nicht schwächer als 10. Grösse, und der kleine Nebel, welcher ihn 1890 umhüllte, war völlig verschwunden. Diese Unsichtbarkeit kann indessen nach Barnard's Meinung nicht etwa durch die grössere Helligkeit des Sternes verursacht sein; letzterer erschien vollkommen sternartig von rötlich gelber Farbe. Bei sehr genauer Prüfung zeigte er sich von einer schwachen, unbestimmt begrenzten Nebligkeit umgeben, die indessen völlig von dem früher gesehenen, bestimmt begrenzten Nebel verschieden war.

An dem Orte von Struve's Nebel war kein solcher mehr zu sehen, dagegen ein kleiner Stern, 14. oder 15. Grösse. Am 26. Februar beobachtete Barnard T Tauri am 12 zolligen Refraktor. Der Stern war 10. Grösse, und als er im Fernrohr entdeckt wurde, war eine schwache Spur des ihn umgebenden Nebels zu erkennen. Am 4. März wurde am 36 Zoller der Ort des kleinen Sterns in dem Struve'schen Nebel bestimmt, woraus sich ergab, dass dieser Stern identisch mit dem von d'Arrest erwähnten Sterne 14. Grösse im Struve'schen Nebel ist. T Tauri erschien an diesem Abende völlig sternartig, aber mit einer dichten Nebligkeit von ein paar Sekunden Durchmesser umgeben.

Bezüglich T Tauri bemerkt Dr. Barnard, es könne keine Frage sein, dass dieser Stern im Oktober und November 1890 der Kern eines kleinen, ziemlich hellen Nebels war, ebenso sicher sei es, dass dieser Nebel im Februar und März 1895 von dem Stern verschwunden sei, und letzterer völlig sternartig erschien, jedoch umgeben von einer äusserst feinen, verschwommenen Nebligkeit. Zur Zeit von Burnham's Beobachtungen (1890) war T Tauri nahe im Minimum seiner Helligkeit, Anfang 1895 dagegen nahe seinem Maximum. »Ist es möglich«, sagt Dr. Barnard, »dass dieser Stern in seinen schwachen Phasen wirklich zu einem sehr kleinen Nebel wird, oder zum Kern eines solchen, in seinem grössten Lichte dagegen den Nebel absorbiert?« Diese Frage zu beantworten, wird Dr. Barnard das Objekt fernerhin sorgfältig überwachen. Was Hind's Nebel anbelangt, so hält er eine geringe Änderung seiner Helligkeit für erwiesen, denn jedenfalls war derselbe im Februar 1895 etwas heller als im Oktober 1890, überhaupt sind die Struve'schen und Hind'schen Nebel nach seiner Ansicht die beiden besterwiesenen Fälle von Veränderlichkeit bei Nebeln. Ihr Ort ist nach Barnard's Bestimmungen (für 1860.0):

Stern in Struve's Nebel $\alpha = 4^h\ 13^m\ 34.39^s$ $\delta = +19^0\ 11'\ 1.6''$
Hind's Nebel $\alpha = 4^h\ 13^m\ 48.37^s$ $\delta = +19^0\ 11'\ 31.1''$

Hind's Nebel, welcher viele Jahrzehnte lang an schwachen Teleskopen sichtbar war, ist völlig verschwunden, Struve's Nebel

[1]) Monthly Notices Royal Astron. Soc. 55. p. 447.

dagegen so schwach geworden, dass er nur noch in den mächtigsten Teleskopen gesehen werden kann.

Photographische Aufnahmen von Nebelflecken hat Isaac Roberts wiederum in grosser Anzahl ausgeführt[1]). Hier kann nur einiges davon nach seinem Berichte an die Kgl. Astron. Gesellsch. zu London erwähnt werden.

Der Spiralnebel N. G. K. Nr. 6412 (G. K. 4321) im Drachen (Rekt. 17^h 33^m Dekl. + 75° 48′) und der neue elliptische Nebel (Rekt. 17^h 26^m Dekl. + 75° 8.6′ 1860.0) wurde am 11. Sept. 1895 mit 60^m Exposition aufgenommen. Der erstere wird von Sir John Herschel als kugelförmiger Sternhaufen beschrieben, der teilweise auflösbar sei. Die Photographie zeigt ihn als Spiralnebel mit hellem, sternartigem, in nordsüdlicher Richtung etwas verlängertem Kern und in den Spiralen drei oder vier neblige, sternartige Kondensationen. Der Sternhaufen N. G. K. 6991 (G. K. 4615) in 20^h 51.5^m Rekt. u. 46° 53′ n. Dekl. wurde am 13. Sept. 1895 mit 2stündiger Exposition aufgenommen. Von J. Herschel als gross und sternarm beschrieben, zeigt die Photographie, dass es sich nicht um einen eigentlichen Sternhaufen, sondern um eine sternreiche Fläche des Himmels handelt.

Der Spiralnebel N. G. K. 598 (G. K. 352) in 1^h 28^m Rekt. u. + 30° 7′ Dekl. wurde am 14. Novbr. 1895 mit $2^1/_4$stündiger Exposition aufgenommen. Die Form des Nebels ist sehr merkwürdig durch zwei spiralförmige Arme, in deren Vereinigungspunkt ein nebliger Stern 10. Grösse steht. Schon 1891 hat Roberts diesen Nebel photographiert, und die Vergleichung beider Aufnahmen ergiebt keinen merklichen Unterschied.

---

[1]) Monthly Notices Royal Astron. Soc. 56. Nr. 1, 2 u. 7.

Geophysik.

1. Allgemeine Eigenschaften der Erde.

Der Einfluss der Elastizität der Erde auf die Schwankungen der Polhöhe ist von Carl Hillebrand untersucht worden[1]. Derselbe stellte sich die Aufgabe, mathematisch festzustellen, welche Veränderungen in der Bewegung der Rotationspole auf der Erdoberfläche eintreten, wenn man die Annahme der vollkommenen Starrheit der Erde verlässt und das Vorhandensein elastischer Deformationen annimmt. Er kommt zu dem Schlusse, dass dieselben, wenn keine äussern Kräfte vorhanden sind, nur sehr kurze Perioden, deren Dauer Bruchteile eines Tages sind, in der Polbewegung hervorbringen können. Beim Vorhandensein störender Kräfte entstehen nur Perioden, deren Dauer aliquote Teile der Umlaufszeit des störenden Körpers sind, oder aber solche, deren Amplituden von höherer Ordnung als die der Euler'schen Periode sind, so dass letztere immerhin das Hauptglied der Bewegung bilden müsste. Nur wenn die Unterschiede der Hauptträgheitsmomente von derselben Ordnung wie die Deformationen sind, ist ein säkulares Glied möglich. Daraus folgt, dass — soweit wenigstens die Gleichgewichtstheorie darüber Aufschluss geben kann — die Annahme des Vorhandenseins elastischer Deformationen die Polbewegung, wie sie die Beobachtungsresultate der jüngsten Zeit zu ergeben scheinen, nicht darzustellen vermag.

Messungen der Schwere auf der Linie Kolberg-Schneekoppe sind im Sommer 1894 unter Anwendung von invariablen Halbsekundenpendeln an 22 Stationen des trigonometrischen Netzes der Kgl. Landesaufnahme im Anschluss an die Hauptstationen Wien und Potsdam ausgeführt worden[2]. Prof. Helmert teilt die Ergebnisse in graphischer Darstellung und in folgender Tabelle mit:

---

[1]) Wiener Akad. der Wissensch. 1896. 22.
[2]) Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. 1896. 19. p. 409.

Schwerestörungen und Lotabweichungen
von Kolberg bis zur Schneekoppe.

1. 1894	2. Geogr. Breite	3. Länge von Greenwich	4. Meereshöhe	5. g	6. Ideelle störende Schicht $\Theta = 2.4$	7. Lotabweichung in Breite a. — g.	8. Anstehendes Gestein und dergl.	9. Dichte desselben
Kolberg	54° 11.3	15° 35.8	8m	9m81471	+ 220m	+ 1".4	Sand	2
Bartin	54 6.4	42.0	60	450	+ 190	+ 2.7	Jurakalk	2.57
Klorberg	53 51.8	48.0	177	406	+ 230	+ 3.3	Sand	2
Kleistberg	53 28.3	29.6	180	340	— 70	— 0.4	«	2
Arnswalde	53 10.1	25.3	60	339	— 90	+ 2.0	«	2
ehlsgrund	52 52.8	48.0	109	296	— 160	+ 4.8		2
Goray	52 35.3	43.4	114	288	+ 30	+ 8.9	«	2
Tirschtiegel	52 22.2	52.4	53	284	+ 40	+ 9.4	«	2
Bomst	52 9.8	51.3	75	288	+ 310	+ 10.4	«	2
Grünbergshöhe	51 56.8	31.7	200	243	+ 310	+ 7.4	«	2
Neustädtel	51 41.6	44.0	93	244	+ 310	+ 6.4	«	2
Wolfersdorf	51 27.9	49.2	189	212	+ 430	+ 4.7	Diluvialer Sand	1.8
Gröditzberg	51 10.7	45.7	393	118	+ 140	+ 5.0	Basaltkegel mit Bundsandstein im S.	2.75 } zur Red. 2.30 } diente 2.53
Ludwigsdorf	50 58.5	46.2	608	049	0	+ 4.6	Silurisch. Thonschiefer im SW Quadersandstein	2.80 } zur Red. 2.30 } diente 2.80
Grunau	50 55.6	45.2	358	080	— 90	+ 3.1	Diluvialer Lehm	2.3
Cunersdorf	50 53.4	43.8	343	068	— 240	+ 6.6	Granitit	2.7
Stonsdorf	50 51.3	44.2	390	055	— 250	+ 9.0	«	2.65
Seidorf	50 49.6	43.5	383	054	— 230	+ 12.9	Porphyr	2.6
Giersdorf	50 48.4	44.4	785	9.80973	— 160	+ 15.4	Granitit	2.65
Querseifen	50 46.9	45.1	728	993	— 100	+ 16.8	«	2.65
Alter Bruch	50 46.0	44.6	917	948	— 150	+ 18.1	«	2.65
Schneekoppe	50 44.3	44.6	1605	794	— 170	+ 11.6	« im SW Glimmerschiefer	2.65 } zur Red. 2.80 } diente 2.73

Es ergiebt sich, dass auf der bezeichneten Linie von Kolberg über Arnswalde, Gröditzberg, Grunau, Giersdorf zur Schneekoppe erhebliche Schwerestörungen und Lotabweichungen vorhanden sind. Die Schwerestörungen zeigen sich bald als zu grosse (+), bald als zu geringe (—) Schwere im Vergleich mit einem regelmässigen Verlauf derselben, und man kann die zu grosse Schwere an einem Punkte zurückführen auf die Anziehung einer unterirdischen, dichtern Masse, die zu geringe Schwere auf unterirdische Massendefekte. Die Dicke dieser Störungsschicht kann man unter Annahmen für die Dichte, wie Prof. Helmert gezeigt hat, berechnen. Hiernach findet derselbe für die Dicke der Schicht, die auf der pommerschen Seenplatte die Schwere vergrössert, 210 *m*, vom Kleistberge bis zum Thale der Netze ist ein unterirdischer Massendefekt von 100 *m* Dicke anzunehmen. Von Bomst unter dem Oderthal weg, bis 20 *km* nördlich vom Gröditzberg, ist trotz des sandigen Bodens an der Oberfläche eine schwere unterirdische Schicht von über 300 *m* Dicke vorhanden. Anderseits verhindert der schwere Basalt des Gröditzberges und der ebenso schwere silurische Thonschiefer in Ludwigsdorf nicht eine allmähliche Abnahme der Dicke dieser Störungs-

schicht bis auf Null. Weiterhin zeigt sich ein unterirdischer Massendefekt von durchschnittlich 200 *m* Dicke, bis unter der Schneekoppe, und auch hier ist eine Beziehung zu der Beschaffenheit des Bodens an der Erdoberfläche nicht zu erkennen. Man könnte hieraus, bemerkt Prof. Helmert, wie aus dem teilweise ziemlich raschen Wechsel des Betrages für die Dicke der unterirdischen störenden Schicht schliessen, dass die wirklichen Störungsmassen zwar nicht nahe an der Oberfläche, aber auch nicht tiefer als vielleicht 20 oder 30 *km* lägen. Da indessen die Thatsachen durch sehr viele verschiedene Annahmen über die wirklichen Störungsmassen erklärbar sind, so müsse man mit solchen Deutungen sehr vorsichtig sein. Nichtsdestoweniger können dieselben nützlich werden, wenn von anderer Seite her noch wissenschaftliche Beobachtungen oder Hypothesen hinzutreten. Was die Lotablenkungen anbelangt, so macht sich in der Nähe des Gebirges dessen Anziehung sehr deutlich geltend. Der grösste Betrag, um welchen das Bleilot aus der Senkrechten abgelenkt erscheint, fand sich in 917 *m* Höhe auf der Station Alter Bruch am Hange der Schneekoppe, er beträgt 18i″ in der Meridianrichtung. Auf der Koppe selbst ist die Ablenkung geringer, da hier die südlich gelegenen Massen einwirken.

Prof. Helmert hat die Ergebnisse der Untersuchungen auf einer Tafel graphisch zum Ausdruck gebracht[1]), die hier auf Tafel 2 reproduziert ist. In derselben hat er die Störungsschicht etwas unterhalb des Meeresniveaus dargestellt, und zwar nach v. Sterneck's Vorgang von einer horizontalen Mittellinie aus gleichförmig nach oben und unten. Die Lotablenkungen sind in der Zeichnung ebenfalls eingetragen, und zwar als Ordinaten auf derselben Abscissenaxe wie das Erdprofil, und die Endpunkte sind durch eine gestrichelte Linie verbunden. Ein positiver Ordinatenwert bezeichnet Anziehung von der rechten Hand, von Süden her.

Relative Schweremessungen in der Schweiz sind von Dr. J. B. Messerschmitt mit dem Sterneck'schen Pendelapparat für relative Bestimmungen ausgeführt worden, über die er nunmehr berichtet[2]).

Die in der unten folgenden Zusammenstellung gegebenen Werte sind alle auf diesem Wege vom Verf. bestimmt worden, und hat derselbe bei der Berechnung die Beschleunigung der Schwere von Zürich $g = 9.806\,88$ *m* zu grunde gelegt, welcher Wert aus den in Wien und Zürich angestellten Messungen folgte, um sie direkt mit den von v. Sterneck in Österreich so zahlreich ausgeführten vergleichbar zu machen. Es ist dabei von der absolut be-

[1]) Veröffentlichungen des k. pr. geod. Inst. Bestimmung der Polhöhe und Intensität der Schwerkraft auf 22 Stationen von der Ostsee bis zur Schneekoppe. Berlin 1896.

[2]) Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. in Zürich. 41. Jubelb. 2.

Verzeichnis der mit dem Sterneck'schen Pendelapparate ausgeführten Schweremessungen.

Station	φ	λ	H	g	$g - \gamma$	$g_0 - \gamma_0$
			m	m	m	m
Genf	46°12'	6° 9'	405	9,80 603	+ 0,000 22	— 0,000 18
Lausanne	46 31	6 38	530	618	+ 46	— 1
Naye	46 26	7 0	1987	238	+ 123	— 66
Freiburg	46 48	7 8	630	603	+ 37	— 19
Neuenburg . . .	47 0	6 57	487	669	+ 40	— 11
Bern	46 57	7 26	572	610	+ 11	— 45
Escholzmatt . . .	46 55	7 56	851	524	+ 19	— 65
Burgdorf	47 4	7 37	561	620	+ 12	— 46
Zofingen	47 17	7 57	428	663	— 7	— 47
Wiesenberg . . .	47 24	7 53	1000	640	+ 134	+ 32
Waldenburg . . .	47 23	7 47	541	678	+ 35	— 20
Liestal	47 29	7 45	331	786	+ 68	+ 33
Basel	47 34	7 35	267	801	+ 55	+ 31
Rheinfelden . . .	47 33	7 47	285	784	+ 45	+ 17
Egg bei Säckingen	47 35	7 58	713	624	+ 15	— 62
Laufenburg . . .	47 34	8 4	319	740	+ 10	— 24
Achenberg . . .	47 35	8 16	508	759	+ 84	+ 28
Eglisau	47 34	8 31	380	729	+ 16	— 17
Schaffhausen . .	47 42	8 38	435	747	+ 40	— 7
Singen	47 46	8 50	437	703	— 8	— 47
Hohentwiel . . .	47 46	8 49	686	690	+ 54	+ 0
Konstanz	47 40	9 11	406	717	+ 4	— 35
Hersberg	47 40	9 21	450	707	+ 8	— 33
Bregenz	47 29	9 41	402	670	— 37	— 63
Dornbirn	47 25	9 44	431	645	— 38	— 75
Götzis	47 20	9 38	428	682	+ 6	— 29
Feldkirch . . .	47 15	9 36	459	640	— 19	— 59
St. Gallen . . .	47 26	9 23	668	606	— 2	— 67
Nollen	47 30	9 7	732	6[illegible]8	+ 41	— 26
Hörnli	47 22	8 57	1133	432	— 30	— 134
Lichtensteig . .	47 19	9 5	619	619	+ 3	— 55
Uznach	47 13	8 59	420	630	— 39	— 75
Zürich	47 23	8 33	466	688	+ 18	— 27
Effretikon . . .	47 26	8 41	510	675	+ 18	— 31
Lägern	47 29	8 24	852	589	+ 29	— 52
Wettingen . . .	47 27	8 19	380	675	— 27	— 59
Homberg	47 17	8 11	771	608	+ 50	— 25
Recketschwand .	47 6	8 10	833	545	+ 22	— 58
Mettmenstetten	47 15	8 28	460	648	— 9	— 56
Luzern	47 3	8 18	457	635	— 5	— 46
Dreilinden . . .	47 4	8 19	525	619	— 2	— 50
Sarnen	46 54	8 15	476	630	+ 9	— 33
Hammetschwand .	47 0	8 24	1128	440	+ 9	— 86
Seewen	47 2	8 38	461	608	— 30	— 72
Amsteg	46 46	8 40	524	475	— 119	— 125
Göschenen . . .	46 40	8 35	1097	371	— 35	— 118
Andermatt . . .	46 39	8 36	1437	352	+ 55	— 86
Biasca	46 21	8 58	295	537	— 91	— 75
Giubiasco . . .	46 10	9 0	233	617	— 14	— 30
Lugano	46 0	8 57	276	613	+ 10	— 14
Genereso	45 56	9 1	1612	322	+ 137	— 5
Capolago	45 54	8 59	278	598	+ 5	— 7

stimmten Länge des Sekundenpendels durch v. Oppolzer ausgegangen worden. Die absoluten Messungen des Verf. ergaben g = 9.806 75 *m*. Eine Änderung dieser Ausgangszahl fällt übrigens bei den Vergleichungen heraus, da sich dadurch alle abgeleiteten Werte um den gleichen Betrag ändern.

Helmert[1]) hat aus einer grossen Anzahl Pendelmessungen einen theoretischen Wert für die Schwere abgeleitet:

$$\gamma = 9.7800\ (1 + 0.005\,310 \sin^2\varphi) \left(1 - \frac{2\,H}{R}\right)$$

worin φ die geographische Breite, H die Meereshöhe und R einen mittlern Erdradius bedeutet. Die vorstehende Tabelle giebt die Unterschiede zwischen den beobachteten g und den berechneten Werten $g - \gamma$. Weiterhin bedeutet in derselben λ die Länge östlich von Greenwich.

Für die weitere Verwertung des so gewonnenen Materiales müssen alle Werte auf die gleiche Fläche (Meereshöhe) reduziert werden. Hierbei sind die unterhalb der Station und die etwa in der Nähe befindlichen überragenden Terrainmassen zu berücksichtigen, wobei das Verhältnis der Dichte des sie bildenden Gesteins zur Dichte der ganzen Erde in Frage kommt. Obwohl man dieses Verhältnis nur angenähert kennt, entstehen dadurch keine für das allgemeine Resultat störenden Unzulänglichkeiten, indem plausible Änderungen in der angenommenen Dichte nur wenige Hundertstel Millimeter im Resultate ändern.

Die Differenzen zwischen den so auf Meereshöhe reduzierten Beobachtungen g_0 und den theoretischen Werten γ_0 sind in der letzten Reihe angegeben. Man kann deren Unsicherheit auf $\pm$ 0.000 15 *m* schätzen, welcher Betrag bei den vielen in Betracht kommenden Fehlerquellen genügend klein ist, um aus den gefundenen Unterschieden weitere Schlüsse zu gestatten. Ausserdem bürgt für die Güte der Zahlen die gleichmässige Veränderung, welche die Schwere von Ort zu Ort zeigt. Auch sind mehrere Kontrollbeobachtungen ausgeführt worden, so in Genf, in Basel, in Luzern und Feldkirch. An letzterm Ort fand v. Sterneck einen um nur 0.000 07 *m* grössern Wert als Verf.

Die Stationen Götzis, Dornbirn und Bregenz sind der Vollständigkeit halber den Beobachtungen Sterneck's entnommen worden. Der vom Verf. in Götzis erhaltene Wert $g_0 - \gamma_0 = -0.001\,13$ *m* ist durch das Mitschwingen des benutzten Stativs, eines aus unbehauenen Steinen mit Gips provisorisch zusammengebauten Pfeilers, gestört, weshalb von Verf. das gleichzeitig von v. Sterneck erhaltene Ergebnis ebenfalls angeführt worden ist.

Die hier mitgeteilten Pendelmessungen liefern die folgenden Ergebnisse: »In dem ebenen Teile der Westschweiz, bei Genf,

---

[1]) Helmert, Die math. und phys. Theorien der höhern Geodäsie. Leipzig 1884. 2.

Lausanne, Neuenburg und Freiburg ist die Schwere um weniges geringer ($g_0 - \gamma_0 = -0.10$ bis -0.20 *mm*) als die normale gefunden worden, im Gebirge, z. B. auf Naye, dagegen bedeutend kleiner. Weiter östlich, der Hochebene folgend, bei Bern, Burgdorf bis Zürich und Effretikon ist die Differenz — 0.30 bis — 0.50 *mm*. Dem Rhein entlang von Feldkirch, im Anschluss an die Messungen des Herrn v. Sterneck in Tyrol, bis Bregenz findet sich ein noch grösserer Unterschied von — 0.60 bis — 0.70 *mm*, am Bodensee bis Singen etwa — 0 40 bis — 0.50 mm. Dann wird die Differenz rheinabwärts kleiner, von Schaffhausen bis Laufenburg — 0.10 bis — 0.30 *mm* und geht in der Gegend von Säckingen in einen positiven Wert über. In Rheinfelden, Basel, Liestal, auf dem Wiesenberg und auf dem Achenberg ist ein positiver Unterschied (+ 0.15 bis + 0.30 *mm*) gefunden worden, während in Waldenburg, etwa 11 *km* südlich von Liestal und in Zofingen, etwa 15 *km* südlich von Wiesenberg, sich ein negativer ergab.

Auf dem östlichen Jura (Lägern) und bei Wettingen ist die Differenz $g_0 - \gamma_0$ gleich — 0.50 bis — 0.60 *mm*. Weiter südlich im Emmenthal in der Gegend des Hallwilersees, bei Luzern, Sarnen und Seewen steigt der Unterschied auf — 0.70 *mm*, noch südlicher, dem Gotthard hinauf, wächst er noch mehr und scheint in der Gegend von Amsteg (— 1.25 *mm*) ein Maximum zu erreichen. Südlicher davon, in Göschenen, Andermatt und Biasca, werden die Differenzen wieder kleiner (— 1.10 bis — 0.80 *mm*), noch südlicher, am Einfluss des Tessin in den Langensee und am Luganersee, fallen sie auf — 0.15 bis — 0.05 *mm*. Es ist dadurch die gleiche Zunahme in den Differenzen gegen das Gebirge hin und die gleiche Abnahme gegen Süden hin in diesem Teile der Alpen gefunden worden, wie sie Herr v. Sterneck in Tyrol erhalten hat, welcher in den südlichen Ausläufern in der Gegend von Mori, Riva bis gegen Trient positive Werte von $g_0 - \gamma_0$ fand, die er mit dem dort befindlichen Trümmerfelde, genannt Salvini di San Marco, in Beziehung setzen zu müssen glaubt.

In der Ostschweiz, bei St. Gallen, Lichtensteig u. s. w. sind entsprechend den Zahlen am Bodensee, im Rheinthal und bei Zürich negative Abweichungen im Betrage von — 0.50 bis — 1.30 *mm* gefunden worden.

Einen auffallenden Unterschied bilden die Messungen auf dem Hohentwiel, für welche ein kleiner positiver Wert erhalten wurde, gegenüber denjenigen in Singen, für welche sich ein negativer ergab. Man kann diese Anomalie auf die dichten vulkanischen Phonolithmassen jenes Berges zurückführen.

Ein grösserer Sprung findet sich auch zwischen den Messungen im Rheinthal bei Laufenburg bis Basel einerseits und an dem im Schwarzwalde gelegenen Punkte Egg bei Säckingen anderseits. Eine ähnlich starke Differenz findet v. Sterneck südlich von Lemberg, für welche Gegend eine grössere Anzahl Beobachtungen, einander

kontrollierend, das Resultat sichern. Da hier nur auf einem Punkte im Schwarzwalde gemessen wurde, ist eine Kontrolle vorerst noch wünschenswert, da ja verborgen gebliebene Fehler nicht ausgeschlossen sind. So würde ein Mitschwingen des Stativs in Egg die Beobachtungen im gleichen Sinne beeinflussen, wie es die Differenz angiebt. Es sind auch von badischer Seite in dieser Gegend Messungen in Aussicht genommen. Für Basel mit seinen mehrfachen Kontrollen ist der positive Unterschied als gesichert anzusehen. Die Richtigkeit der Beobachtungen in Egg vorausgesetzt, lassen sie auf einen erheblichen Massendefekt unterhalb des Schwarzwaldes schliessen.

Geologisch kann man sich nämlich die negativen Differenzen als Massendefekte, die positiven als Massenüberschuss vorstellen. Hierbei dürfen die störenden Schichten in nicht sehr grossen Tiefen gedacht werden, da sich sonst die starken Änderungen auf verhältnismässig kurzen Entfernungen nicht erklären lassen. Um eine Vorstellung über die allfällig anzunehmenden Störungsmassen zu bekommen, kann man sie sich auf Meereshöhe kondensiert denken, wobei ihnen eine Schichtendicke zuzuschreiben wäre, welche in Metern das Zehnfache der gefundenen Differenzen (in Hundertstel Millimetern ausgedrückt) beträgt, entsprechend einer Gesteindichte von 2.5. Um z. B. den positiven Unterschied in der Gegend von Basel zu deuten, müsste man sich zur Erklärung dort eine Gesteinsschicht von etwa 250 *m* bis 300 *m* Dicke, bei einer Dichte von 2.5 in Meereshöhe hinzugefügt denken. In der That befindet sich hier eine grosse Verwerfung, welche westlich vom Werrathal an sich gegen Basel erstreckt. Sie würde ihren Einfluss noch bis gegen Liestal und den Wiesenberg ausüben.

Alle andern Orte erscheinen unterirdisch kompensiert, und zwar nahezu entsprechend den sichtbaren Gebirgsmassen; deshalb sind im Gebirge bedeutend grössere negative Unterschiede, wie in den mehr flachen Gegenden gefunden worden. Zur Erklärung dieser Kompensation hat man anzunehmen, dass weniger dichtes Gestein in grössern Tiefen als anderweitig vorkommen müsse. Die gleiche Erscheinung wie die schweizerischen und österreichischen Alpen[1]) zeigen auch der Himalaya, der Kaukasus, die Cordillieren u. s. w., indem nach Abzug der Gebirgsmassen eine kleinere als die theoretische Schwere gefunden wird, was also auf einen unterirdischen Massendefekt in den obern Schichten der Erdrinde hinweist.

Entgegengesetzt hierzu wird auf den von den Kontinenten entferntern Inseln eine grössere als die theoretische Schwere gefunden. Der Überschuss der Schwerkraft kann hier nur darauf zurückgeführt

---

[1]) Vergl. die verschiedenen Publikationen des Herrn v. Sterneck in den Mitteilungen des k. und k. mil.-geogr. Institutes in Wien, ferner: Helmert, die Schwerkraft im Hochgebirg, Veröff. d. k. pr. geod. Inst. Berlin 1890; Rel. Schwerbestimmungen, ausgeführt durch die k. und k. Kriegsmarine, Wien 1895, und andere.

werden, dass in der Erdrinde bei den Inseln im Vergleich zu den kontinentalen Gegenden eine Massenanhäufung statt hat. Inwieweit dieser Überschuss auf Rechnung der Inselpfeiler zu setzen ist, oder ob unter dem Meeresboden eine allgemeine Massenanhäufung anzunehmen ist, welcher ein Massendefekt unter den Kontinenten entspräche, lässt sich erst durch Schweremessungen auf dem Meere entscheiden. Es sind deshalb auch bereits Untersuchungen im Gange, um hierzu geeignete Apparate zu konstruieren, von welchen zu wünschen ist, dass sie von Erfolg begleitet sein mögen.«

Untersuchungen über die Schwere in der Grube Sala haben Rosén und Dr. R. Larssen ausgeführt[1]), und zwar mit dem v. Sterneck'schen Apparat für relative Bestimmungen.

Die Grube Sala ist eine der tiefsten in Schweden, sie geht etwa 300 *m* unter die Erdoberfläche, und da diese etwa 72 *m* über dem Meere liegt, ist also diese Grube in der That die tiefste unter der Meeresfläche. Die Bergart ist sehr homogen und besteht fast ausschliesslich aus Dolomit.

Die Beobachtungslokale unter der Erdoberfläche waren in der Nähe vom Schachte Karls XI. gelegen, welcher Schacht in vollkommen senkrechter Richtung bis zu etwa 300 *m* abgesenkt ist. Die unterste dieser beiden Stationen wurde (in Selmer's Ort) bei einer Tiefe unter dem Meere von 222 *m* und die obere (in Bonde's Ort) bei einer Tiefe von 77 *m* gewählt.

Die Beobachtungen wurden so angeordnet, dass auf jeder Station zwei Reihen von Pendelschwingungen mit einer Zwischenzeit von mehrern Stunden bewerkstelligt wurden. Nachher wurden die Beobachter und die Pendelapparate gewechselt und die Beobachtungen in derselben Weise wiederholt.

Die Ergebnisse derselben teilt Dr. Rosén ausführlich mit und ebenso das Resultat der Berechnung. Hiernach war in Bonde's Ort (in 768 *m* Tiefe unter dem Meeresniveau) die Schwingungsdauer um 0.000 0054^s und in Selmer's Ort (in 219.6 *m* Tiefe) um 0.000 0102^s kürzer als an der obern Station (dem Archiv in 72.1 *m* Seehöhe).

Um einen zuverlässigen Wert der Dichtigkeit der zwischen den drei Stationen befindlichen Erdschicht zu erhalten, wurde das spezifische Gewicht von 16 Proben der häufigst vorkommenden Gesteine, welche aus verschiedenen Örtern geholt sind, bestimmt und dabei das Resultat erhalten, dass die Bergmasse der Grube sehr homogen ist, und dass keine Veränderung der Dichte mit der Tiefe sich vorfindet. Als mittlere Dichtigkeit der obern Erdschichten ergab sich $d = 2.83$, ein Wert, der erheblich von dem gewöhnlich angenommenen Werte der mittlern Dichte der Erdrinde 2.56, abweicht.

---

[1]) Bihang Till. K. SV. Vet. Akad. Handl. 20. Afd. I. Nr. 7. Stockholm 1895.

Betrachtet man die Masse der Erde als aus homogenen konzentrischen Schichten bestehend, und bezeichnet man die mittlere Dichtigkeit mit D, die mittlere Dichtigkeit der Schichte, welche zwischen einer obern und untern Station liegt, mit d, die Schwingungszeiten des Pendels an diesen Stationen resp. mit t_0 und t, den mittlern Erdhalbmesser mit r und den Höhenunterschied zwischen den beiden Stationen, d. h. die Dicke der zwischenliegenden Schicht mit h, so findet sich mit genügender Genauigkeit die Gleichung:

$$D = \frac{3d}{2\frac{r}{h}\left(1 - \frac{t^2}{t_0^2}\right)},$$

die für Pendel, deren Schwingungszeiten nahe gleich einer halben Sekunde sind, zu einer für die Berechnung einfachern Form transformiert werden kann:

$$D = \frac{3d}{2} \frac{1}{1 - \frac{2r}{h}(t_0 - t)},$$

Wenn man die aus dem spezifischen Gewichte der zwischen den Beobachtungsstationen liegenden Schachte folgende Dichte als die mittlere Dichte der Erdrinde annimmt, so erhält man nach dieser Gleichung aus den bisherigen Beobachtungen im Innern der Erde die in der folgenden Zusammenstellung enthaltenen Werte von D:

	h Meter	d	D	Mittel
1854 Airy	383	2.50	6.57	6.57
1883 Sterneck	267	2.75	(8.54)	
» »	516	»	5.54	5.68
» »	748	»	5.71	
» »	972	»	5.80	
1885 Sterneck	97	2.69	5.66	6.77
» »	257	»	6.66	
» »	414	»	7.15	
» »	534	»	7.60	
1890 Rosén	149	2.83	7.64	7.48
» »	143	»	7.32	
» »	292	»	7.47	

Es dürfte keinem Zweifel unterliegen, dass die Ursache der verhältnismässig grossen Abweichungen, die diese Bestimmungen der mittlern Dichtigkeit der Erde zeigen, teils und vielleicht zum grössten Teile in den Unregelmässigkeiten in der Lagerung der obern Schichten der Erdrinde zu suchen ist, teils aber auf der Unsicherheit der Schwingungszeiten des Pendels beruht. Sowohl Airy als Sterneck (Přibram 1883) haben zwar versucht, den Einfluss der Unebenheiten des Terrains bis zur Entfernung von mehrern Kilometern in Betracht zu ziehen, aber mit unerheblichem Erfolg. Man dürfte annehmen können, dass der Betrag der fraglichen Korrektionen kleiner ist als der Einfluss der Beobachtungsfehler auf das Resultat.

Diese mittels Beobachtungen im Innern der Erde bisher erhaltenen Werte der mittlern Dichte der Erde sind fast ohne Ausnahme grösser als der bis jetzt durch andere zuverlässige Methoden gefundene Wert 5.57. Das oben angegebene Resultat 1883 von der Přibram-Grube liegt diesem Werte zwar sehr nahe und scheint auch, wenn man nach dem wahrscheinlichen Fehler beurteilen darf, zuverlässig zu sein. Dasselbe dürfte jedoch etwas illusorisch sein, denn wenn man die Beobachtungen bei der Station »9 Lauf« mitnimmt, erhält man aus sämtlichen Beobachtungen bei Přibram den Wert der mittlern Dichte der Erde 6.40 $\pm$ 0.48, der auch viel besser mit den Resultaten aus den andern Gruben übereinstimmt.

Lotablenkungen auf der Insel Hawaii. Die Polhöhen-Bestimmungen, welche E. v. Preston an sieben Punkten der Insel Hawaii ausgeführt hat, haben denselben durch Vergleich mit der trigonometrischen Aufnahme Prof. Alexander's zu dem Ergebnisse geführt, dass daselbst Lotablenkungen in Breite bis zu 60″ vorkommen. Auf einer Entfernung von nur 120 *km* zwischen Kohala im Norden und Ka Lae im Süden der Insel konvergieren die Lote um 97.6″. Dies und die übrigen Lotablenkungen werden mit Recht der Einwirkung des Mauna Kea und Mauna Loa zugeschrieben[1]).

2. Oberflächengestaltung.

Veränderungen der Erdoberfläche im Umkreise des Kantons Zürich seit Mitte des 17. Jahrhunderts. Die Gelegenheit, relativ geringfügige Veränderungen an der Oberfläche irgend eines Landes seit einigen Jahrhunderten, sicher nachzuweisen, ist sehr selten, da es an genauen Karten aus frühern Zeiten fehlt. Prof. Brückner weist nun auf eine sehr genaue Karte des Kantons Zürich im Massstabe von 1:32000 hin, welche 1667 erschien, und die von J. C. Gyger in 37jähriger mühevoller Arbeit aufgenommen wurde. Ein Vergleich dieser Karte mit den neuern, auf Brückner's Veranlassung von H. Walser ausgeführt, hat sehr interessante Resultate ergeben, über die Prof. Brückner berichtet[2]).

Überaus sorgfältig hat Gyger die kleinen Seen auf seiner Karte registriert; er unterscheidet sie überall scharf von den Sümpfen. Von den bei ihm verzeichneten 149 Seen fehlen auf den heutigen Karten nicht weniger als 73; sie sind, wie Walser im einzelnen nachweist, erloschen. In allen Fällen handelt es sich allerdings nur um kleine Seen, deren Fläche meist unter 10 *ha* betrug; ausserdem sind 16 Seen stark und 20 wenig reduziert. Unverändert erhalten haben sich nur 40 Seen. Walser stellte durch Beobachtung für 54 Seen die Ursache des Rückganges, bezw. des Erlöschens fest. Eine sehr wichtige Rolle spielen die Eingriffe des Menschen; der Übergang

---

[1]) Americ. Journ. of Science (III) 49. p. 271.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1896. p. 233.

vom Ackerbau zur Wiesenkultur hat veranlasst, dass eine Reihe von Seen trockengelegt und in Streuwiesen verwandelt wurden, deren Ertrag bei der Viehhaltung das mangelnde Stroh ersetzen soll. Ablassen durch natürliches Einschneiden des Abflusses spielt bei den geringen Gefällen, wie sie im Gebiete herrschen, keine Rolle, eine umso grössere dagegen die Zuschüttung durch Sinkstoffe vor allem aber das Verwachsen. Das Verwachsen ist geradezu die Hauptursache des rapiden Rückganges der kleinen Seen. Schon äusserlich sind ganz im Verwachsen begriffene Seen durch ihre kreisrunde Wasserfläche, die inmitten des Pflanzenteppichs gleichsam noch ausgespart ist, kenntlich. Auch grössere Seen verwachsen an der einen oder andern Stelle des Ufers, z. B. der See von Pfäffikon; bei diesem ist merkwürdigerweise, wie auch in einigen andern Fällen, das Verwachsen am Ausfluss am stärksten; die hier vorhandenen Schilfbestände fangen wie eine Reuse den Schlamm ab, der keine Zeit hat, im See sich ganz niederzuschlagen, und infolgedessen vom Abfluss hinausgeführt wird. Auch die Tieferlegung des Grundwasserspiegels hat einige Seen verschwinden lassen.

Die folgende Tabelle stellt Walser's Resultate zusammen:

Ursache	1667 Anzahl der Seen	Davon sind heute er-loschen	stark reduziert	wenig reduziert
1. Künstliches Eingreifen	14	11	1	2
2. Zuschüttung	10	5	2	3
3. Verwachsen	13	3	3	7
4. Kombination von 2 und 3	7	1	1	5
5. Kombination von 2 u. 3, sowie von Einsickern	10	5	5	—

Dieses rapide, in den letzten Jahrhunderten durch den Menschen allerdings stark beschleunigte Zurückgehen der Seen zeigt, dass die seebildenden Faktoren hier so ziemlich erloschen sind. Die Seen stammen eben zum allergrössten Teil aus einer andern geologischen Epoche, sie sind in der letzten Eiszeit entstanden. Dafür spricht auch die Thatsache, dass alle Seen natürlichen Ursprunges in unserm Gebiet — von den Altwassern abgesehen — innerhalb der Grenzen der letzten Vergletscherung liegen, vor allem aber der geologische Befund.

Gyger hat auf seiner Karte den Wald mit Sorgfalt dargestellt; die Umrisse, die er ihm giebt. zeigen oft Einzelheiten, die sich noch heute in den Waldgrenzen finden. So bot sich auch eine Gelegenheit, die in allen möglichen Variationen so oft vorgetragene Behauptung von der stetig zunehmenden Entwaldung der Kulturländer Europas für ein kleines Gebiet zu prüfen. Walser that das, indem er die Waldgrenzen der Gyger-Karte auf die Siegfried-Karte übertrug und das Gyger'sche Waldareal dann hier ausmass. Dabei beschränkte er sich ganz auf das Gebiet des heutigen Kantons, das am genauesten dargestellt ist. Er fand für das Jahr 1650, das als mittlerer Zeitpunkt der Erstellung der Gyger-Karte gelten kann, ein Waldareal

von 53 000 *ha*, während die Züricher Landwirtschaftsstatistik für 1891 48 000 *ha* angiebt. Es hat sich also der Wald in 240 Jahren nur um 5000 *ha* oder um rund 10 Proz. seiner Fläche vermindert. Das ist auffallend wenig; wie wenig, wird erst klar, wenn wir das Waldareal in Prozenten der Fläche ausdrücken. 1650 war der Kanton Zürich zu 30.7 Proz. mit Wald bestanden, 1891 zu 27.85 Proz., so dass also in 240 Jahren nur 2.85 Proz. der Fläche entwaldet worden sind. Am meisten Wald ist im Gebiet der Jona gefallen (25 Proz. des Waldes von 1650), während der Wald der Nordwestecke des Kantons und des Gebietes der untern Töss sich ziemlich unverändert erhalten hat.

Immerhin decken sich die Waldkarten von einst und jetzt nicht vollkommen; vielmehr haben sich gesetzmässige Verschiebungen des Waldareals vollzogen. Auf den heutigen Inundationsflächen der Flüsse hat der Wald erheblich an Fläche gewonnen, während er auf Terrassenflächen die stets guten Boden für Äcker und Wiesen boten, stark gelichtet worden ist. Auch auf steilen Böschungen hat sich der Wald gehalten; nur hier und da ist er bei Südexposition der Rebe gewichen. An den Gehängen des Sihlthales am Albis, am Irschel gegen den Rhein und an andern Orten hat er sogar erheblich zugenommen.

Das Endergebnis ist dahin zusammenzufassen, dass ein starker Rückgang der Seen, keine nennenswerte Verminderung des Waldes und eine erhebliche Ausdehnung der Weinkultur stattfand.

Über Terrainbewegungen bei Bruck und Imming im vordern Zillerthale verbreitet sich J. Blaas[1]). Nahe dem Ausgange des Zillerthales am Westfusse des Reither Kogels auf einer vorspringenden, niedrigen Terrasse liegt das Dörfchen Bruck; etwa 1.3 *km* weiter südlich davon die Fraktion Imming. In der Nacht vom 8. auf den 9. März 1896 löste sich am Gehänge oberhalb Bruck plötzlich und unerwartet eine Partie des steilen, dichtbewaldeten Terrains ab, und eine teils schlammige, teils steinige Masse ergoss sich in das Dorf, einige Häuser und die Kirche zum Teile übermuhrend und mehrere Grundstücke verwüstend. An den folgenden Tagen traten Nachschübe von den höhern Teilen des Gehänges ein, so dass dasselbe bis etwa 200 *m* über dem Orte entblösst wurde. Mit dem Schlammstrome stürzten mehrere grosse erratische Blöcke und die mächtigen Fichten- und Tannenstämme zu Thal. Dann trat Ruhe ein, insofern wenigstens, als neue Abstürze nicht mehr erfolgten. Dagegen öffneten sich seitlich und über dem Rutsche zahlreiche, zum Teil weit klaffende Spalten im Schlammboden, mehrere Stämme sind in letzter Zeit gestürzt, andere neigen sich bedenklich, und viele Partien in der Umgebung der geschaffenen Entblössung machen den Eindruck, als ob sie im

---

[1]) Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1896. Nr. 7—8.

nächsten Momente zu Falle kämen. Im Rutschgebiete tritt reichlich Wasser an verschiedenen Stellen aus. In den ersten Tagen der Terrainbewegung war dies noch lebhafter der Fall, an mehrern Punkten wurden damals armdicke, hervorschiessende Wasserstrahlen beobachtet, und zwar an Orten, wo früher kein Wasser gesehen wurde.

Oberhalb Imming, wo die Rutschungen ungefähr um dieselbe Zeit eintraten, zeigen sich ähnliche Verhältnisse, nur dass das Terrain nicht bewaldet und viel weniger steil ist. Die Temperatur des austretenden Quellwassers, 8.5°, lässt auf grössere Tiefen des Reservoirs schliessen und gestattet die Annahme, es sei unmittelbar eingesessenes Schneeschmelzwasser, durchaus nicht.

Zum Verständnisse der Ursachen der Terrainbewegungen ist ein Blick auf die geologischen Verhältnisse der Gegend notwendig. Der Bergrücken, welcher den Ausgang des Zillerthales im Osten begrenzt, besteht aus grüngrauen, dünnplattigen, splittrigen, palaeozoischen Schiefern (Wildschönauer Schiefer) und weissem, massigem, grossklüftigem Dolomite, sogenanntem erzführenden »Schwazer Dolomite«. Der Dolomit ruht auf dem Schiefer, der in Form eines Gewölbes aufgebogen ist, dessen Axe sich von West nach Ost erstreckt, also quer gegen das Gebirge gerichtet ist. Der Dolomit bedeckt nur einen Teil des Gewölbescheitels, die Hauptmasse ruht auf dem gegen das Innthal abfallenden nördlichen Gewölbeschenkel, dessen rasche Absenkung gerade über Bruck beginnt, so dass an dieser Stelle die Schiefer, eben wegen der plötzlichen Biegung, ausserordentlich stark zerklüftet und zersplittert sind.

Verfällt der Schiefer schon vermöge seiner Zusammensetzung und Struktur leicht einer starken Verwitterung, welche ihn zu einer weichen, thonigen Masse umwandelt, so hat an dieser Stelle die erwähnte mechanische Zersplitterung, sowie die reichliche Durchtränkung mit Quellwasser diese Prozesse noch besonders gefördert. Hierdurch wurde stellenweise eine 1 bis 20 *m* mächtige, thonigsteinige Schutt- und Schlammdecke über dem anstehenden Gesteine geschaffen, in welche die eiszeitlichen Gletscher da und dort mächtige Blöcke eingesenkt haben. Diese Schuttdecke ermöglichte trotz der steilen Böschung, die bei Bruck 45° erreicht, einen dichten Waldbestand.

Wie oben angedeutet wurde, treten in der Umgebung von Bruck und Imming allerorts reichlich, wenn auch nicht bedeutende Quellen hervor, besonders häufig am Fusse des Gebirges. Im Dorfe Bruck selbst gehen aus der Schuttmasse, welche, wie erwähnt, dem Gebirge vorgelagert ist und das Dorf trägt, an vielen Stellen Wasseradern aus, die einen in den Schutt eingegrabenen Bach erzeugen, dem von den höhern Teilen des Bergrückens allenthalben kleine Wasserfäden zueilen.

Nach dem Mitgeteilten liegen die Ursachen der Rutschungen vollkommen klar vor Augen. Sie sind in der reichlichen Durch-

tränkung des Gebirges mit Quellwasser in Verbindung mit der hervorgehobenen Gesteinsbeschaffenheit, der schlammigen Verwitterungsdecke und der Steilheit der Gehänge zu suchen. Die von der Schneeschmelze und reichlichen Niederschlägen herrührenden, in den Boden eindringenden Wassermengen folgen den Spalten des Gesteins in die Tiefe und speisen die erwähnten, zahlreichen Quellen. In der Regel werden die vorhandenen Ausläufe den Zufluss bewältigen können. Wird aber die Wasserzufuhr, wie dies im Frühjahre 1896 infolge grosser, schmelzender Schneemassen und reichlicher Niederschläge der Fall war, ausserordentlich gross, so vermögen die tiefern Austrittspunkte das Wasser nicht mehr abzuführen. Daher steigt dasselbe in den Spalten und zwischen der Schuttdecke und dem unterliegenden, festen Gestein empor und sucht sich einen Ausweg. Da es im schlammigen Schutte, den es nach und nach durchtränkt, und dessen Gewicht es bedeutend vermehrt, einen erheblichen Widerstand findet, steigt sein Druck ausserordentlich; es lockert so den Zusammenhang mit der Gesteinsunterlage, treibt die Decke stellenweise empor, verrückt die Basis der mächtigen Baumstämme, die sich mehr und mehr neigen und den Zusammenhang der Schlammdecke mit dem Untergrunde noch mehr lockern. So ist es begreiflich, dass das Wasser endlich an einer Stelle den Widerstand überwindet, mit Gewalt hervorbricht und den Schutt zum Sturze bringt. Es mochte anfänglich vielleicht nur eine kleine Partie gewesen sein, die in Bewegung geriet, allein ihre Entfernung beraubte die darüberliegenden Massen ihrer Stütze, so dass diese nachrückten und ihrerseits wieder Anlass zur Bewegung der nächst höhern gegeben haben und wahrscheinlich noch geben werden.

Dass Ereignisse ähnlichen oder richtiger gesagt viel grössern Umfanges in früherer Zeit an dieser Stelle stattgefunden haben, das beweist der ausgedehnte Schutthügel, auf welchem Bruck steht. Dass diese Massen vom Ziller, der nahe an sie herantritt, nicht entfernt wurden, mag seinen Grund darin haben, weil sich dieselben, wie es scheint, gegen letztern hin an eine Felsbarrière anlehnen, durch die sie geschützt werden. Diese Felsbarrière verhindert aber anderseits das rasche Absinken des in den Schutt eintretenden Quellwassers, woher es erklärlich wird, dass der Boden in der Umgebung von Bruck feucht und versumpft ist. Die in früherer Zeit abgestürzten Wasser mögen das Gehänge auf lange Zeit hin vom Verwitterungsschutte befreit haben, nunmehr aber hat sich dieser wieder angesammelt und geht daher mit den Resten des frühern den Weg, den seine Vorfahren gegangen sind.

Die Karpathen sind von Prof. A. Rehmann in einem grossen Werke (in polnischer Sprache) dargestellt worden, von welchem Dr. E. v. Romer eine eingehende Besprechung giebt[1]).

---

[1]) Mitteilungen d. k. k. geogr. Ges. in Wien. 1886. p. 251 u. s. f.

Die Karpathen breiten sich am stärksten am westlichen und am östlichen Arme des grossen Bogens aus, in der Mitte desselben ist das Gebirge bedeutend eingeengt, indem mit den Thälern der Topla, Ondava und Laborcz vom Süden her eine tiefe Bucht der Niederungarischen Ebene ins Gebirge hinein dringt, vom Norden eine enge Zunge der Podolischen-Platte bis an die Karpathen heranstösst. Westlich von dieser Zone sind der orographische Bau, die hydrographischen Verhältnisse, ja sogar die geologische Zusammensetzung ganz anders, als im östlichen Karpathenlande. Die wichtige Einteilung in West- und Ostkarpathen liegt also in der Natur des Gebirges begründet; es handelt sich aber um eine näher bezeichnete Abgrenzungslinie. Am besten eignet sich dazu unter den vielen tiefen Sätteln in diesem Teile des Gebirges der Beskidenpass (685 *m*). Die Linie Laborcz, Beskidenpass, Oslawica, Oslawa, Strwiąż entspricht am besten den hydrographischen Verhältnissen (scheidet beinahe vollkommen das Dniester- vom Weichselgebiete) und findet auch im orographischen Baue Begründung.

Diese beiden Abteilungen der Karpathen setzen sich aus einer Anzahl Ketten zusammen, welche von einander durch ein Netz von hydrographischen Linien getrennt sind. Die grösste, so zu sagen vollständigste Kette ist beiden, den West- und Ostkarpathen gemeinsam; es ist die äussere Sandsteinkette.

Der orographische Bau und das hydrographische Netz der Westkarpathen ist insofern recht eigentümlich, als sie eine Anzahl Längsthäler aufweisen; die lokale Wasserscheide schneidet die Westkarpathen senkrecht zu ihrer Hauptaxe, läuft also von der Babia-Góra beinahe meridional bis an das Donauknie bei Waitzen. Westlich von dieser Linie fliessen: Waag, Neutra, Gran und Eipel, östlich: Dunajec, Poprad (und in seiner Verlängerung Hernad), Sajo und Rima ab. Die westlichen Flüsse entsprechen den östlichen in einer solchen Weise, dass sie paarweise die Richtungen der Hauptsenkungslinien bezeichnen, also fünf Ketten der Westkarpathen von einander scheiden. Es muss aber betont werden, dass die Hauptflüsse der Westkarpathen nicht immer die Richtung einer Senkungslinie behalten, sondern in mehrern Durchbrüchen in eine andere Linie übergehen, in welchem Falle ein Nebenfluss die Richtung der Senkung aufweist. Dieser Umstand, wie auch die, die Thallinie durchsetzenden Querriegel, erschweren das Verständnis des verworrenen Gebäudes der Westkarpathen. Diese Unregelmässigkeit wird in den Westkarpathen, östlich von der lokalen Wasserscheide, noch vermehrt durch die gewaltigen Störungen, welche dieses Gebirge durch eine grosse Dislokation erlitten hat. Diese Dislokation hat eine Senkung des Gebirges auf einem grossen Raume nach sich gezogen, und in ihr liegt die tektonische Begründung der orographisch berechtigten Einteilung der Ost- und Westkarpathen.

Von den Ostkarpathen könnte man im allgemeinen sagen, dass sie bloss die Fortsetzung der ersten Sandsteinkette der Karpathen

bilden. Bezüglich der einzelnen Gebirgsglieder und der Angabe ihrer charakteristischen morphologischen und orographischen Merkmale, denen sie ihre Selbständigkeit verdanken, muss auf die einzelnen Angaben bei Romer verwiesen werden. Nur einiges kann hier hervorgehoben werden. Der Stiolpass (1418 *m*) scheidet zwei tektonisch wesentlich verschiedene Hälften, die sogenannten Waldkarpathen von der mit Randgebirgen umgebenen Hochebene Mezöség. Das südliche Randgebirge der letztern erhebt sich in allen seinen Gliedern über 2000 *m*, in den höchsten Spitzen gleicht es beinahe den Tatraerhebungen, morphologisch ist es aber sehr verschieden gestaltet; an die wildgeformten Tafelberge des Burzengebirges schliessen sich die Fogarascher Alpen an, an diese die dieselbe Höhe erreichenden flachen Kuppen des Cybin-Vulkangebirges. Der Rothenturmpass trennt das Randgebirge in zwei Abteilungen. In der östlichen unterscheiden wir das Burzengebirge und die Fogarascher Alpen. Das erste ist stark dislociert und stellt drei Gebirgsgruppen dar, welche morphologisch recht verschieden, auch tektonisch gut abgegrenzt sind.

Das Tatragebirge zerfällt in zwei durch gemeinsame Streichung und einige geologische Merkmale verbundene, doch im orographischen Baue und hydrographischen Netze verschiedene Glieder, in das Arva-Liptauer Gebirge und das eigentliche Tatragebirge. Die letzte Spitze gegen W, die noch der Tatra angehört, ist der Sivy Vierch (1806 *m*), durch einen tiefen, 1283 *m* hohen Sattel vom Arva-Liptauer Gebirge getrennt. Die Luftlinie der Tatra vom Sivy Vierch bis zum Zdjarpasse beträgt $51^1/_2$ *km*, die grösste Breite zwischen Csorbasee und Murzasichle 17 *km*. Der Hauptkamm der Tatra streicht WO, läuft aber im Zickzack, indem er einige nach N oder nach S geöffnete Bögen beschreibt. Dem Hauptkamme sind von beiden Seiten Gebirgsrippen angeheftet und dies auf solche Weise, dass die südlichen Rippen niemals in der Verlängerung die nördlichen Rippen treffen; die Rippen beim konvexen Teile des Bogens strahlen auseinander, die beim konkaven Teile haben das Bestreben, sich zu nähern.

Die Hauptkette zerfällt durch den Lilijowepass in eine Granit- und eine Schieferhälfte, erstere wird von den deutschen Geographen Hohe Tatra genannt. Ihr Hauptkamm bildet ein wildes, imposantes Gebirge, dessen einzelne Höhen scharf zugespitzte, kolossale Pyramiden, hohe Türme, gigantische Orgelpfeifen oder hoch ragende, an der Spitze abgerundete Kuppeln darstellen; der Kamm fällt gegen die Thäler in mächtigen Terrassen, manchmal in ganz steilen Wänden ab. Die mittlere Grathöhe ist viel bedeutender als in der Westabteilung und beträgt 2342 *m* (aus 19 Knoten); die grösste Erhebung auf dem Hauptkamme bildet die Eisthaler Spitze (2629 *m*). Dieser Kamm ist scharf eingerissen, aber nur in einem Punkte (sog. Polnischer Kamm) fällt die Sattelhöhe unter 2000 *m*, alle andern Scharten reichen meist bedeutend über 2000 *m* empor.

Von grosser Wichtigkeit und auch theoretisch interessant sind die Steinsalzlager, welche in den Karpathen Siebenbürgens und Galiziens an 46 Punkten bekannt wurden. »Die salzführende Formation wird aus Thonen, Mergel und Sanden, und nach dem Grade der Reinheit verschiedenen Etagen der Steinsalzlager, die wiederum durch Gips und leichtlösliche Kalium- und Magnesiumsalzlager unterbrochen werden, zusammengesetzt. Die völlig unbegründete Theorie, welche die mächtigen Salzschichten auf eine rasche Verdunstung eines Meeresteiles zurückführen will, bedarf keiner Widerlegung. Auch der Theorie, welche die Steinsalzlager mit der durch Soolquellen herabgeführten Versalzung des Miocänmeeres bis zum Ausscheiden der Salze erklären will (Ami Boué, Kreutz und Szajnocha), fehlt jede tiefere Begründung. Die Soolquellen sind nicht bedeutend und gleichen zusammengenommen an Wassermenge nicht einem der vielen Karpathenflüsse; man kann ihnen also Bedeutung nicht eine zuschreiben.

Die jetzt allgemein giltige Theorie (Reuss, Alth, Hauer, Stache, Tietze, Dunikowski, Niedzwiedzki) sieht nach dem Vorgange Baer's entsprechende Umstände zur Steinsalzbildung nur in den beinahe völlig abgeschlossenen, mit dem offenen Meere nur durch seichte Strassen verbundenen Buchten vorhanden; ist die Strasse genügend seicht, so bildet sich bloss die obere Strömung, welche Ersatz für die Verdunstung holt; da aber die untere, das Salzwasser abführende Strömung sich nicht herausbilden kann, so muss in solchen Buchten ständig der Salzgehalt zunehmen. Solche Umstände kommen aber selten vor, obwohl die Bucht von Karabugas und das Faule Meer in dieser Hinsicht berühmt geworden sind, besonders befremdend muss es aber klingen, dass diese Theorie für das sich zurückziehende Miocänmeer nicht weniger als 46 solch' gestalteter Buchten im Gebiete der Karpathen annehmen will.

Wenn man schon in diesem Umstande Schwierigkeiten für Annahme dieser Theorie erblicken muss, so häufen sich diese, wenn man an die räumliche Gestaltung des subkarpathischen Meeres am Abschlusse der Miocänperiode denkt. Dieses Meer war im O offen, gegen W erstreckte sich dasselbe mit einer breiten Bucht zwischen das Karpathengebirge und die Schlesisch-Polnische Platte. Diese Bucht war aber nicht gleichmässig tief, da an ihrem südlichen Rande sich eine Rinne Tiefwassers hinzog (Alth, Tietze), die wiederum tiefer in ihrer östlichen als in der westlichen Hälfte war (Foeterle); Alth vergleicht sie treffend mit der Tiefwasserrinne an der Südküste Norwegens. Wiewohl dieses neogene Meer eine so grosse Ausdehnung hatte, so ist doch die Salzformation an die enge Zone dieses dem Karpathenrande parallel laufenden Tiefwassers und an ihre südlichen, fiordartigen Ausbuchtungen gebunden. Die tiefe Rinne ist tektonischen Ursprunges, da die das Karpathengebirge zusammensetzenden Schichten am Gebirgsrande in ein tiefes Niveau untergesunken sind, und zwar in solchem Grade, dass sie in den tiefsten

Schächten nicht wiedergefunden wurden. Es ist auch möglich, dass der die Miocänzeit überdauernde Gebirgsbildungsprozess das Zurücktreten des miocänen Meeres zur Folge hatte.

Bei diesen Tiefenverhältnissen war einfach beim Rückzuge des Meeres die Bildung von stark abgeschnürten Buchten völlig ausgeschlossen; sie konnten im Flachmeere, nicht aber an seiner tiefsten Stelle entstehen. Anderseits war es aber möglich, dass das sich zurückziehende Meer an seinen ehemals tiefsten Stellen Spuren in Seeform zurückgelassen hat; diese Seen haben also zahlreich den Karpathenrand begleitet, und nehmen wir an, es waren abflusslose Seen, so ist damit auch schon die Entstehung der Steinsalzlager in den Karpathen gegeben. Die abflusslosen Seen, für Steppen, Klima und die subtropische Region so charakteristisch, bieten jetzt zahlreiche Beispiele für die Möglichkeit der Steinsalzbildungen dar; gewinnt doch Russland aus den Salzseen des Eltonseegebietes allein bis 1 500 000 Zentner Steinsalz.

Den abflusslosen Charakter der subkarpathischen Seen in der Miocänperiode beweist schon der Umstand, dass diese Seen mehrere Male austrockneten, wie dies Alth für die Gegend bei Kalusz nachgewiesen hat, Alth nennt seiner Theorie gemäss diese Salzpfannen Buchten; diese aber konnten doch niemals völlig austrocknen, um sich danach wiederum zu füllen. Angenommen aber diese Möglichkeit, so sehen wir für die Entstehung dieser Salzseen einen viel mächtigern Grund im Klima der Miocänzeit, welches dem jetzigen Mediterranklima völlig entsprach, und dessen notwendiges Produkt sie waren.

Man möchte noch die Frage aufwerfen, ob die Bildung einer über 80 Meilen langen und nur sehr schmalen Zone abflussloser Seen möglich sei, denn solches Terrain bietet auch bei einem Trockenklima gerade die denkbar besten Verhältnisse zu einer Flussbildung. Die 120 Meilen lange Schottreihe, welche das Hochplateau von Algier durchzieht, zeigt aber genau dieselben Verhältnisse, welche am Rande der Karpathen im Miocän vorhanden waren, so dass die Theorie der abflusslosen Seen für die Entstehung der Steinsalzlager in den Karpathen die einzig richtige sein kann.»

Der Bau der Ostkarpathen ist von Prof. Uhlig im Sommer 1896 studiert worden [1]). Diese neuen Beobachtungen bestätigen die Richtigkeit der Anschauung, dass die alten Gebirgskerne der Ostkarpathen als Fortsetzung der tektonischen Leitlinie der südlichen Klippenzone zu betrachten seien. Diese Linie ist am Nordrande der ostkarpathischen Gebirgskerne durch das Nagy Hagymas-, das Persanyer- und Burzenländer Gebirge bis an die wallachische Ebene zu verfolgen. Hier finden sich in der Bukowina, namentlich aber im Nagy Hagymas-

---

[1]) Mitteil. aus den Sitzbr. der kaiserl. Akad d. Wissensch. in Wien. 1896. Nr. XXII.

und im Burzenlande interessante, zum Teil noch gänzlich unbekannte Klippengebiete. Jurassische und neocome Felsmassen werden ringsum von Konglomeraten, Sandsteinen und Mergelschiefern der Oberkreide diskordant umlagert. Die geologischen Verhältnisse dieser Klippen stimmen in den Hauptzügen mit den pieninischen Klippen überein, doch ist der Zusammenhang mit dem Gebirgsganzen deutlich erhalten, und die Oberkreide bildet nicht nur die Umhüllung der Klippen, sie tritt auch in weiten Decken über dem Klippenkalk auf, wie dies ja erwartet werden muss, wenn die karpathischen Klippen wirklich echte Klippen im Meere der Oberkreide und des Eocäns gebildet haben.

Anderseits wird durch diese Verhältnisse die Vorstellung widerlegt, als wäre die Klippenzone nichts anderes als ein eigentümlich modifizierter und bis auf die Juraformation hinabreichender Aufbruch der Sandsteinzone, und ferner wird hierdurch die Unanwendbarkeit der Überschiebungshypothese auf die karpathischen Klippen erwiesen.

Eine vergleichende Charakteristik des Ural und Kaukasus auf Grund eigener Studien gab Prof. K. Futterer[1]):

»Der Reichtum an grossen Sümpfen und Mooren, die Waldarmut, die wilden Felsgebiete auf den nackten Höhen haben dem Ural im Norden des 62. Breitengrades den Beinamen des »wüsten Ural« gegeben; die mittlern Teile bis südlich von Jekaterinburg sind von alters her berühmt durch ihren Reichtum an edlen Metallen und Edelsteinen, und man bezeichnet sie daher als den »erzreichen Ural«. Hier spielt der Wald schon eine grössere Rolle als im »wüsten Ural«, aber eine unbestrittene Herrschaft erreicht er erst in den grossen Beständen in den Gebirgsmassiven von Iremel und Jamantau, sowie den niederlassungsarmen Gebieten am Inser-Fluss und in den südlich sich anschliessenden Bergländern. Der »waldige« Ural bezeichnet die südlichsten und am meisten auseinandertretenden Teile desselben; der Iremel bildet einen Sammelpunkt der divergierenden Ketten, und das nördlich streichende Gebirge ist orographisch gleichmässiger und einfacher. Die bezeichnendsten Unterschiede der verschiedenen Teile des 1500 *km* langen meridionalen Gebirgszuges sind rein äusserliche; die mehr oder minder starke Waldbedeckung, das reichere oder ärmere Vorkommen von Erzen berührt in keiner Weise das Wesen des geologischen Baues oder den Charakter der Oberflächenformen. Es kann daher nicht unberechtigt erscheinen, den Landschaftstypus des südlichen Ural zum Ausgangspunkt des Vergleiches zu nehmen; denn was die Entstehung anbelangt, so kommt — so weit wir schon beurteilen können — dem gesamten Ural eine einheitliche Bildungsweise und Entstehungszeit zu.

---

[1]) Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. Nr. 4 und 5, p. 229 u. s. f.

Bei der Fahrt auf der sibirischen Bahn, welche zwischen Ufa und Tscheljabinsk den südlichen Ural im Norden seiner höchsten Erhebungen durchquert, erhält man nur ein sehr unvollkommenes Bild vom Charakter des Gebirges; aber einige bezeichnende Eigentümlichkeiten treten schon hier hervor. Gleich östlich von Ufa beginnt die Bahn längs des Flussgehänges anzusteigen, man übersieht auf weite Strecken hin das westliche, niedrige und flache Niederungsgebiet der Belaja; bald aber hat die Bahn ein Plateau erreicht, auf welchem sie fast eben weiterführt, wo nichts den Gebirgscharakter verrät, wenn man nicht einige kleine hügelartige Erhebungen als Gebirge ansehen will. Wenn sich auch weiterhin vereinzelte Höhenzüge zeigen, und die Bahn auch einem tiefern Thaleinschnitt folgt, ja weiter im Osten, längs des Juresan-Flusses auch malerische Felspartien an steilen Ufern auftreten, und die Bahn durch grosse Einschnitte und über hohe Überbrückungen sich ihren Weg schaffen muss, so erhält man jedoch nirgends den Eindruck, dass man sich in einem aus parallelen Zügen zusammengesetzten, durch Faltungen der Erdrinde entstandenen und auf grosse Strecken gleichmässig weiterstreichenden Gebirge befindet. Nur des Gegensatzes wegen sei hier erwähnt, ein wie ausgezeichnetes Bild vom Falten- und Kettenbau des Schweizer Jura mit allen seinen charakteristischen Eigentümlichkeiten eine Fahrt von Basel nach Olten bietet.

Erst in der Gegend von Slatoust und Miass wird der Gebirgscharakter accentuierter; er erinnert an deutsche Mittelgebirge in der Art des Thüringer Waldes, ohne aber die meridionale Richtung als die vorherrschende hervortreten zu lassen.

Einen ganz andern Charakter zeigt indessen der Ural, sobald man sich ihm von Osten aus der westsibirischen Steppe nähert. Während man von Westen her allmählich oder stufenweise ansteigend schon bis in die Nähe der östlichsten Ketten des Gebirges kommen konnte, ohne dessen orographischen Züge klar zu erkennen, sieht man von der Steppe aus schon von sehr grossen Entfernungen am westlichen Horizont eine dunkle Gebirgskette von Norden nach Süden sich erstrecken. Sie stellt sich in ihrer ganzen Erstreckung als ziemlich gleich- und regelmässig verlaufende Kammlinie dar, aus der nur wenige grössere Erhebungen stärker hervorragen; grosse Einsenkungen oder tiefe Einschnitte, ein jähes Auf- und Abspringen der Umrisse fehlen ganz.

Der ruhige, ebenmässige Charakter verliert sich auch dann noch nicht, wenn bei grösserer Annäherung der aus der Entfernung scheinbar einheitliche Gebirgskamm sich in eine Anzahl von parallelen Ketten auflöst.

Von der Steppe aus tritt man auch in ganz anderer Weise in das Gebirge ein, wie von der russischen Seite her.

Zuerst tauchen aus der Steppe einzelne meridional verlaufende, aber kurze, kahle Bergzüge von geringer Höhe auf, die aber mit grösserer Annäherung an den immer vor Augen stehenden Haupt-

kamm grössere Erstreckung und bedeutendere Höhe erlangen. Zwischen ihren Enden nähert man sich durch Querthäler jener Hauptkette, welche in geschlossenem, nicht durchbrochenem Zuge aus den breiten Niederungen, welche zwischen den vorgelagerten Bergzügen und ihr liegen, aufsteigt. Schon hier bilden die breiten, flachen Thalböden sowohl der Längsthäler wie der aus der Hauptkette herabkommenden Flussläufe ein auffallendes Merkmal für die morphologische Charakteristik; in noch stärkerem Masse wird es uns später entgegentreten.

Hat man dann den Fuss des Kammes erreicht, der schon weit von der ebenen Steppe aus als kontinuierlicher Gebirgsabfall sich darstellte, und der nur von einzelnen wenigen, hinter ihm gelegenen dominierenden Gipfeln überragt wird, so führt ein steiler Anstieg auf seinen im Mittel etwa 1000 *m* hohen Rücken, und erst, nachdem er überschritten ist, befindet man sich im Bereich der regelmässigen Ketten und der dazwischen gelegenen Längsthäler. Es ist eine bemerkenswerte Eigenschaft dieses Kammes, die ihn auch als Hauptkamm bezeichnet, dass er diese Rolle nicht nur im südlichen, sondern auch im mittlern Ural spielt, und dass keine grössern Flüsse ihn in Querthälern durchbrechen.

Es treten somit grosse Unterschiede in Erscheinung, je nachdem man von der europäischen oder asiatischen Seite das Ural-Gebirge betrachtet oder sich ihm nähert.

Von einem der beherrschenden Gipfel im Westen der Hauptkette, wie Iremel (1598 *m*), Jamantau, Schatak, bietet sich aber wieder ein anderes, jedenfalls, wenn man von Westen kommt, unerwartetes Bild.

Wie die brandenden Wellen des Meeres erheben sich lange, am nördlichen und südlichen Horizont verschwindende, dunkelbewaldete Höhenzüge, aus denen zuweilen lange Klippenzonen von Felswänden hervorsehen. Und wie das Meer von der Brandungszone gegen die hohe See hinaus sich glättet, und sein ebener Spiegel am Horizont mit dem Himmel zu verschmelzen scheint, so ebnen sich auch gegen Osten hin hier die Gebirgwellen zur eintönigen, gleichförmigen Steppe, deren Ende das Auge nicht zu unterscheiden vermag.

Die Bergzüge, besonders aber die breiten flachen Thäler, welche sie trennen, sind mit dunkeln, oft endlosen Waldungen bedeckt; nur auf den Höhen über 1100 *m* verschwindet der Wald, und östlich vom Hauptkamme des Ural ist er auf den niedrigern Bergen durch Menschenhand und Feuer zerstört.«

Futterer schildert nun auf Grund der Karten der russischen Geologen den geologischen Bau des Ural. »Die Hauptmasse der alten krystallinen Gesteine, der Granite, Gneisse und Schiefer, welche die Kernzone der Gebirge zu bilden pflegen und in den beiderseitig vorgelagerten Zonen die jüngern Gesteine enthalten, fallen hier in die rein orographisch als Vorketten des eigentlichen Ural zu bezeichnenden einzeln aufgelösten Bergzüge der Steppe und teilweise noch in diese selbst. Die breite Zone dieser

alten Gesteine reicht westlich nicht über die Hauptkette hinaus, und die höhern westlichen Bergzüge, welche der Iremel und Jamantau als Häupter krönen, gehören jüngern Gesteinszonen an. Die geologisch ältesten Gesteine sind alle stark zusammengefaltet; was horizontal lag, ist zu senkrechter Stellung aufgerichtet, und allenthalben zeigen sich in den Gesteinen die Spuren und Veränderungen dieser Faltungskräfte. Die steilstehenden Schichtköpfe verraten, dass hier in dieser krystallinen Zone einst ein mächtiges Gebirge aufstieg, das heute grösstenteils entfernt ist, von dem nur noch der relativ niedrige Hauptkamm des Ural und die vereinzelten Bergzüge der Steppe als Gebirgserhebungen übrig geblieben sind; ein grosser Teil sogar ist zu der ebenen oder flachwelligen Steppenoberfläche reduziert.

Von einer zentralen Lage dieser ältesten Gebirgsarten kann somit nach der heutigen topographischen Beschaffenheit keine Rede sein, und die jetzigen höchsten und zentral gelegenen Bergketten gehören schon dem Devon an, sind demnach bedeutend jüngern Alters.

Einen wichtigen Unterschied zeigt auch der Strukturtypus des jüngern Gebirges im Westen des Haupt-Uralkammes gegenüber der östlichen Grundgebirgszone: im einen vorwiegend Verwerfungen mit Absinken der Flügel, im zweiten starke Zusammenschiebungen und Faltungen.

Während in dem um den Iremel gruppierten Gebirgsland der tektonische Bau nicht sehr kompliziert ist, zeigen die Profile aus noch südlichern Teilen auch in den paläozoischen Formationen starke Faltungserscheinungen und Überfaltungen, und auch im mittlern Ural sind die Überkippungen der Schichten schon seit langer Zeit nachgewiesen. Noch bis über den 60. Breitengrad hinaus sieht man Karbon unter dem ältern Silur liegen, und welche mächtigen mechanischen Kräfte diese Umstürze hervorgebracht haben, zeigt die auf weite Strecken verfolgte Umwandlung der Kohlenflötze des Karbons in Graphit.

Suess fasst diese gemeinsamen Züge des geologischen Baues dahin zusammen, dass die Thatsache als festgestellt anzusehen ist, »dass in dem nördlichen Ural, gerade so wie in dem mittlern und dem südlichen Ural, die tangentiale Bewegung eine so bedeutende gewesen ist, dass ganze Zonen des Gebirges in der Richtung gegen Europa überstürzt worden sind. Diese Überstürzung zeigt sich im Ural aber nicht an dem Aussenrande, sondern vielmehr dort, wo die tiefste Unterlage hervortritt.«

Nach Westen hin verlieren sich die Faltungen allmählich und gehen in das Tafelland des östlichen Wolgagebietes über.

In den östlichen Teilen der Faltungsregionen, am innern Rande derselben, treten in grosser Menge alte Eruptivgesteine auf, welche im südlichen Ural bis an dessen Hauptkamm heranreichen.

Diese Verbreitung stimmt mit der an andern derartigen Faltungsgebirgen erkannten Gesetzmässigkeit, dass nur auf der Rückseite der Faltungszonen Eruptivgesteine vorkommen, überein; es finden dort Auflockerungen und Bruchbildungen statt, welche den feuerflüssigen Massen des Erdinnern die Möglichkeit geben, an die Erdoberfläche zu dringen.

Hier sind die Eruptivmassen sehr hohen Alters und beweisen somit, dass auch die Einbrüche noch der paläozoischen Zeit angehörten, und dass somit die Faltungen, welche vorhergingen, in noch ältere Perioden zu verlegen sind.

Diese alten Eruptivgesteine haben eine grosse Bedeutung als die Träger reichen Erzgehaltes, der sich aus Gold, Platin, Kupfererzen, Chromeisen, Manganerzen u. a. m. zusammensetzt; es ist daher auch die Ostseite des Ural vorwiegend, welche den Sitz der Berg- und Hüttenindustrie bildet.

Diese kurzskizzierten Züge des innern Baues gestatten uns schon, ein Bild der Entstehungsgeschichte des Ural zu entwerfen, das uns zeigt, wie schon in den sehr entlegenen Zeiten paläozoischer Perioden von Osten nach Westen faltende Kräfte wirkten, welche ein hohes Gebirge auftürmten, dessen höchste Erhebungen im Osten lagen, und dessen parallele,

meridional streichende Ketten nach Westen an Höhe abnahmen und sich mit den heutigen, Parma genannten, Vorketten des Ural in den horizontal lagernden Schichten verloren.

In der östlichen Zone fanden Ausbrüche eruptiver Gesteine statt, als nach Abschluss der Faltungen dort Spalten und Verwerfungen entstanden.

So war in alter Zeit ein Gebirge einheitlich gefügt, das sich über 21½ Breitengrade erstreckte, ganz im Norden, wie auch schwächer im Süden auseinandertretende Äste besass, jedenfalls aber den heutigen Ural an Höhe bedeutend übertraf und auch morphologisch sich wesentlich unterschieden haben muss; denn seit jener weit zurückliegenden Zeit haben unablässig Kräfte gewirkt, welche den äussern Charakter stark verändern mussten, und welchen die Umprägung der Physiognomie des Gebirges zuzuschreiben ist.

Regen und fliessendes Wasser nagten an seinem Gefüge, das der Wechsel von Frost und Hitze gelockert hatte, der Sturm rüttelte an seinen Festen, und was abgebröckelt und in die Tiefe der Thäler gelangt war, führten die Bäche und Flüsse hinaus, um es anderwärts wieder abzulagern. Sie verbreiterten ihre Thäler, verringerten ihr Gefälle, und als sie alt und träge geworden waren, liessen sie die lockern Geröllmassen als Aufschüttungsböden in den Thälern liegen, die dadurch noch flacher und höher wurden, in demselben Masse, wie die steilen hohen Berggipfel abgetragen wurden und sanftere Formen erhielten.

Die angeführten Kräfte, welche diese Veränderungen erzeugt haben sollen, mögen geringfügig erscheinen; aber sie werden riesengross und wohl geeignet, die ihnen zugeschriebenen Wirkungen hervorzubringen, wenn man sie mit der Länge der geologischen Zeiträume multipliziert, all der Millionen von Jahren, welche über die Bildungen der mesozoischen und känozoischen Periode oder des geologischen Mittelalters und der Neuzeit der Erde dahingeflossen sind. Die Bildung des Ural gehört ja in deren Altertum!

• Die am stärksten gefalteten, daher auch am meisten in ihrem Gefüge gelockerten Teile des Gebirge, die Zone der krystallinen Gesteine, die noch nachträglich durch die Bruchbildung beeinflusst wurde, erfuhr die stärkste Abtragung, die weniger gestörten, westlicher gelagerten, grossen Sandstein- und Quarzitmassen konnten mehr Widerstand leisten, so dass die eingangs geschilderte orographische Beschaffenheit des Ural, sein geringes Hervortreten einem von Westen, sein ausgeprägter Gebirgscharakter einem von Osten kommenden Beobachter gegenüber sich nunmehr als die Folge der geologischen Vorgänge seiner Faltung und spätern Abtragung darstellt.

Aber auch andere, bisher nicht erwähnte Eigentümlichkeiten sind die Folge.

Die Flüsse sind bis weit ins Gebirge hinein schiffbar; die grossen Barken, welche in Belorezk wenige Kilometer vom Ursprunge des Belajaflusses gebaut werden, haben eine Grösse, dass sie selbst die Wolga befahren können; alljährlich vereinigen sich in Nischni-Nowgorod zur Messe die aus den verschiedenen Uralflüssen stammenden Flotillen, welche die Erzeugnisse der Industrie, besonders des Bergbaues und der Hüttenwerke, auf dem billigen Wasserwege befördern.

Während Prof. Futterer so aus der geologischen Vergangenheit des Ural, dessen heutigen physiognomischen Charakter und die Abhängigkeit aller biologischen Faktoren von demselben entwickelt, nimmt er beim Kaukasus umgekehrt die Bevölkerung zum Ausgangspunkte, um sie durch den Charakter des Gebirges und dessen geologische Geschichte zu erklären.

»Schon im Altertume,« sagt er, »war die Mannigfaltigkeit der Sprachen der Völker des Kaukasus bekannt. In der Urgeschichte der Völker wirkte dieses Gebirge ebensowohl trennend wie erhaltend auf die Reste uralter Volksstämme, die ohne erkennbare Verwandtschaft neben einander, aber doch fremd und gegenseitig unbeeinflusst, in seinen Gebirgsschluchten Zuflucht fanden.

Die zersprengten, verfolgten, gedrängten Völkerreste bewahrten in dem Schutze der wilden tiefen Thäler ihre Sprache, ihre Sitten, und so entstand das bunte Völkergewirr im Kaukasus. So finden wir auch Ansiedelungen bis in die höchsten und verborgensten Teile des Gebirges; wie Schwalbennester kleben die schmutzigen Ossetendörfer an den Felsen und sind von diesen kaum zu unterscheiden. Ackerbau tritt selbstredend hinter Viehzucht und der geringen Industrie zurück, die hauptsächlich in Herstellung von Tuchen, Thongefässen und Metallarbeiten besteht.

Die ausserordentliche Differenzierung der Kaukasusstämme nach Sprache, Sitten und Herkunft könnte nicht heutzutage noch in so schroffer Weise bestehen, wenn nicht der Charakter des Gebirges jede Vereinigung und Verbindung fast unmöglich machte. Die gewaltige Zerklüftung und die Höhe der die Thäler trennenden Kämme, die Schwierigkeit der wenigen über die Centralkette führenden Pässe tritt selbst in den Alpen nicht so stark als Schranke hervor wie hier im Kaukasus, und doch haben sich auch dort in entlegenen Thälern alte Bevölkerungselemente erhalten. Insoweit besteht eine Analogie zwischen diesen beiden Gebirgen; aber eben dadurch entfernt sich der Charakter des Kaukasus um so mehr von dem des Ural.

Hier sind die engen, oft schrundartigen Thäler noch so wenig durch die Erosionskräfte ausgearbeitet, das selbst die Alpenthäler in einem weiter geschrittenen Stadium sich zu befinden scheinen. Die Gegensätze der hervorragenden Ketten und tiefen Abgründe sind noch kaum gemildert, während sie im Ural schon ganz verschwunden sind.

Neben dem Faktor der Erosionswirkungen, der für die Oberflächengestaltung massgebend ist, kommt aber hier für die eben namhaft gemachten Unterschiede der beiden Gebirge noch ein weiteres Moment in Betracht. Im Ural hatten wir, besonders in seinem südlichen Teile, zwischen den Bergketten Längsthäler, die an bestimmten Stellen in Thaldurchbrüchen die Ketten durchbrechen; im Kaukasus sind aber bei weitem vorherrschend Querthäler entwickelt, deren Gewässer von der Wasserscheide im Norden den Flussgebieten des Kuban und Terek, im Süden des Rion und Kur zufliessen.

Die Querthalstrecken oder die Durchbruchsthäler zeigen auch im Ural nicht den sanften Charakter der Längsthäler, sie erreichen aber nie auch nur annähernd den Typus der Kaukasusthäler.

Die Frage liegt hier nahe, welches denn der Grund dieser in beiden Gebirgen so auffallenden Verschiedenheit ist, wenn wir zunächst vom Einflusse der abtragenden und modellierenden Kräfte, welche in einem Falle sehr lange, im andern nur sehr kurze Zeit wirken konnten, absehen. Das Studium der geologischen Struktur, des tektonischen Aufbaues des Kaukasus giebt darüber Aufschluss.

Zunächst zeigt sich eine grosse Ähnlichkeit, fast sogar Übereinstimmung: wie im Ural finden wir auch im Kaukasus die Gesteinsschichten aufgerichtet und zusammengefaltet; unzweifelhaft ist der Kaukasus ebenfalls ein Faltengebirge, durch seitliche Zusammenschiebungen der Erdkruste entstanden. Scheinbar aber ist hier die Intensität der faltenden Kräfte eine grössere gewesen, wenn wir ihre Wirkungen mit denen des höchsten Teiles des Ural vergleichen. Das ist aber nur scheinbar; denn in jenem schon erwähnten Teile des Ural, der infolge der Erosionswirkungen kaum mehr gegenüber den höhern Teilen hervortritt, in jenem Gebiete ältester Gesteine und krystalliner Massen im Osten der Hauptkette des Ural, haben jedenfalls auch Kräfte gewirkt, deren Intensität nicht hinter derjenigen der Kaukasusfaltung zurückgeblieben sein dürfte.

Da aber das heutige Uralgebirge in seinen südlichen Teilen durch die geringer gefalteten Züge gebildet wird, so kommt allerdings auch morphologisch der Unterschied zur Geltung. Die Längsthäler, die erwähnt wurden, sind zum grossen Teile tektonische Thäler, d. h. sie folgen Mulden der Gebirgsstruktur oder Verwerfungslinien.

Im Kaukasus dagegen sind die stärkstgefalteten Teile gerade in den höchsten zentralen Teilen noch erhalten, nicht, wie im Ural, durch Erosion grösstenteils entfernt; der Zusammenschub der Gesteine ist sehr intensiv, und die Mulden zwischen den Falten sind so sehr zusammengepresst und zum Teile überschoben, dass keine tektonischen Längsthäler entstehen konnten.

In Übereinstimmung mit dieser Folgerung sehen wir auch in dem Teile des geologischen (nicht morphologischen) Uralgebirges, welcher den Kaukasusabhängen nördlich oder südlich der Wasserscheide entspricht, vorwiegend nur quer verlaufende Thalstrecken.

Hiermit im Zusammenhange steht auch die merkwürdige Thatsache, dass im Ural nicht der höchste Kamm die Wasserscheide bildet, sondern dass viele Flüsse im Osten desselben auf niedrigern Ketten entspringen und jenen in engen Thälern durchbrechen.

Im Kaukasus bildet die Kammlinie auch die Wasserscheide; nach Norden wie nach Süden gehen von ihr die Querthäler aus, und nur der Sulakfluss durchbricht in echtem Durchbruchsthale die Kreidekette, welche das Bergland des Daghestan gegen die Ebene abschliesst.

Diese Kreidekette ist zusammengefaltet, und nach Sjögren's Untersuchungen hat der schon vor dieser Faltung an seiner heutigen Stelle fliessende Strom die entstehende Falte während ihrer Bildung durchnagt, ohne sich von ihr aus seinem Laufe drängen zu lassen. Die Entstehung dieses Durchbruchsthales, d. h. die Auffaltung der Kreide, fällt somit in die geologisch sehr junge Zeit des Tertiärs, während die Faltungen im Ural schon in paläozoischer Zeit abgeschlossen waren.

Das junge Alter des Kaukasus wird durch den geologischen Bau desselben durchaus bestätigt. Dieses Gebirge schliesst sich dem physiognomischen Charakter nach genau den Alpen an. Seine Höhen sind mit ewigem Schnee bedeckt, und grosse Gletscher steigen weit hinab in die Thäler, doch fehlen die zahlreichen Hochgebirgsseen, ebenso die grossen Randseen der Alpen dem Kaukasus gänzlich.

Die Analogie der Struktur des Kaukasus mit dem Ural zeigt sich besonders in folgenden Punkten: eine intensive Faltung hat beide Gebirge aufgerichtet, grossartige Überfaltungen zeigen neben den dynamometamorphen Veränderungen der Gesteine die gewaltigen Vorgänge an, nach deren Abschluss Bruch- und Spaltenbildung eintrat. Ergüsse von eruptiven Gesteinen folgten, und wie der Ural einen Teil seines Erzreichtums diesen letztern verdankt, so besitzt der Kaukasus in seinen berühmten Heilbädern, seinen zahlreichen heissen und eisenhaltigen Quellen ebenfalls nützliche Nachwirkungen der vulkanischen Gewalten.»

Die Grundlinien Anatoliens und Centralasiens schildert E. Naumann[1]). In Anatolien sind mächtige Gebirgszüge entwickelt, ausgezeichnet durch ein eigentümliches Zusammengreifen der Bogen; auch hier offenbart sich ein inniges Verhältnis zwischen Entstehung und Relief, zwischen Struktur und Form. Für die Geographie aber ist der Erdraum vom Ägäischen Meer bis zum Iranischen Hochland deshalb ganz hervorragender Aufmerksamkeit wert, weil die Betrachtung Anatoliens einen Fernblick auf den ganzen Erdteil, ja über die ganze Welt eröffnet, weil sie lehrreiche Aufschlüsse giebt über Bau und Gestaltung Centralasiens, Veranlassung wird zu einem Vergleich, wie er bisher nicht versucht werden konnte. Der Vergleich Anatoliens und Centralasiens zeigt, dass, wo das gleiche Spiel tellurischer Kräfte in verschiedenen Teilen derselben Erdzone ähn-

[1]) Sechster Internationaler Geogr.-Kongress zu London. Gaea 1896. p. 80.

liche Spuren hinterliess, die geophysikalischen und biogeographischen Wirkungen, Zustände und Bewegungen sehr weitgehende Analogien erkennen lassen. Wir lernen verstehen, warum gerade der Doppelkontinent Eurasien dazu berufen war, die Kulturvölker gross zu ziehen, warum sich aus den Völkerberührungen auf dem Boden dieses Kontinentes seit den ältesten Zeiten die orientalische Frage ergab, und das Vorherrschen ostwestwärtsgerichteter Bewegungen der Völker, das Drängen nach Westen, jederzeit ein naturbedingtes gewesen.

Anatolien ist Faltenland, selbst dort wo die flachen Überdeckungen der Kreide und des Tertiär den Plateaucharakter der Oberfläche bedingen. Zwei mächtige Gebirgszüge, wie die Alpen, der Himalaya und alle andern Kettengebirge durch Stauung der Erdrinde entstanden, laufen so neben einander her, dass sie eine sich bald verbreiternde, bald verengende Ost-West gerichtete ungeheure Hohlgasse zwischen sich lassen. Den nördlichen der beiden Züge bezeichnen wir als den pontischen, den südlichen als den mediterranen. Während der nördliche Zug aus zwei nach Süd herabhängenden Bogen besteht, treten im südlichen zwei grosse nach entgegengesetzten Richtungen vorspringende Bogen, der west- und osttaurische, zusammen. Hierdurch wird im Gebiete des armenischen Hochlandes Einschnürung und ein Anschwellen der Massen bedingt. Wo das Faltenbündel Anatoliens den grössten Raum zur Ausbreitung hat, liegt auf der Innenseite des westtaurischen Bogens ein grosser Einbruch, das abflusslose Gebiet der lykaonischen Senke. »Schaarung« findet statt im pontischen Zuge bei Sinope (nordanatolische Schaarung) und im westlichen Kleinasien. Hier, auf dem Boden Mysiens, Lydiens und Cariens wenden die aus Südost heranziehenden Falten in eine südwestliche Richtung um. Nach diesen nur in rohestem Umrisse angedeuteten Gesetzen des Baues richtet sich die Oberflächenform. Anatolien ist reich an typischen Längsthälern.

Anatolien spiegelt im kleinen die Verhältnisse des grossen asiatischen Kontinentes wieder. Kleinasien ist ein kleines Asien. Das bestätigt sich bei der Prüfung der Grundlinien sowohl wie bei einem Vergleich der physikalischen biogeographischen und nicht zum mindesten der kulturgeographischen Erscheinungen. Das Analogon des pontischen Zuges finden wir im Tienshan, das des mediterrananatolischen Zuges im Himalaya. In China wiederholt sich die armenische Einschnürung, und ganz besonders auffallend ist die Übereinstimmung zwischen der westanatolischen und der turkestanischen Scharung. Das abflusslose Gebiet liegt auf der Innenseite des grossen gegen Süd herabhängenden Bogens, im Süden ist Tafelland entwickelt. Gegen Nord und Nordwest und West liegen grosse Tiefländer, ein reich gegliederter Erdteil und das Meer. Die Riesenströme entwinden sich den östlichen Hochbezirken, durchbrechen die Einschnürung und rollen gegen Süd oder Ost. Im Westen sind

zwischen den Bruchstücken der anscharenden Bögen reiche kulturfähige Längsthäler entwickelt.

Die Lakkolithen des Colorado-Plateau. Im Jahre 1877 gab Gilbert zuerst die Beschreibung und Deutung von Gebirgen, welche dadurch entstanden sind, dass sich tief unter der Oberfläche vulkanisches Magma so zwischen die dort vorhandenen Schichten ergossen hat, dass diese nach oben domförmig aufgetrieben wurden. Er nannte diese Bildungen Lakkolithen. Die Entdeckung war um so interessanter, als sie an die Theorie der Erhebungskratere von Leopold von Buch erinnert, welche in der Geologie zum alten Eisen gehört. — Whitmann Cross hat[1]) unter Benutzung eigener umfassender Arbeiten und Erfahrungen alles Material über Lakkolithen, soweit solche auch ausserhalb der von Gilbert untersuchten Henry-Mountains (im Staate Utah) existieren, zusammengestellt. Zuerst beschrieb schon Holmes, mehrere Jahre vor Gilbert, eigentümliche Verhältnisse in den West Elk Mountains (Colorado), welche mit den bis dahin gesammelten vulkanologischen Kenntnissen nicht zu erklären waren. Erst Gilbert's Theorie ermöglichte eine klare Auffassung dieses Gebirges. Whitmann Cross hat hier neuerdings eingehende Untersuchungen angestellt und die Lakkolithen-Natur derselben festgestellt. Andere Lakkolithen-Gebirge sind die San Miguel-, La Plata-, Carriso-, La Plato-, Abajo- und La Sal-Mountains, sämtlich auf dem Colorado-Plateau aufgesetzte Berge in mesozoischen Schichten. Ausserdem finden sich in ältern Schichten der Mosquito Range und des Ten Mile Distrikt in Central-Colorado vulkanische Einlagerungen, welche auf eine ähnliche Entstehung hinweisen. Auch an andern Punkten, z. B. im Yellowstone Park wurde derartiges ebenso gedeutet. — Sämtliche in Frage kommenden vulkanischen Gesteine sind nach Whitmann Cross unter einander so ähnlich, dass sie neben einander gestellt werden können. Ihr Erguss geschah in der Tertiärzeit in Schichten, welche wahrscheinlich mindestens 20 000 Fuss unter der Oberfläche lagen. Diese gewaltige Decke ist seit jener Zeit durch Denudation und Erosion fortgeräumt worden, so dass wir jetzt einen Einblick in die innere Werkstätte ehemaliger unterirdischer vulkanischer Thätigkeit besitzen, der von grosser Bedeutung für die geologische Wissenschaft ist. Warum das vulkanische Magma, statt bis zur Erdoberfläche zu steigen, sich zwischen die unterirdischen Schichten drängte, ist eine Frage, welche nicht einwandfrei zu beantworten ist. Gilbert hielt u. a. die Beschaffenheit des Magmas in ursächlichem Zusammenhang damit. Nach Withmann Cross hat sich aber gleichartiges Magma auch, z. B. in der Ruby Range (West Elk Mountains), in Gängen bis zur Oberfläche bewegt. Er glaubt daher, dass die Hauptfaktoren in der Beschaffen-

[1]) The Laccolitic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona. — U. S. Geological Survey. 14 th Annual Report p. 157 ff.

heit der die Lakkolithen bewirtenden Schichten und vornehmlich in der verschiedenen Intensität der tektonischen und vulkanischen Äusserungen zu suchen sind.

Die orographische und geologische Verschiedenheit zwischen Chile und Patagonien schildert Dr. R. A. Philippi in Santiago[1]).

„Chile kann in orographischer Beziehung füglich in vier Teile zerlegt werden. Der nördlichste, der etwa bis Copiapó reicht, ist eine ziemlich ebene Fläche, die am Meeresufer schroff abfällt, sich aber dann nach innen allmählich bis zur 3600—4200 *m* hohen bolivianischen Hochebene erhebt, auf welcher man fast in demselben Niveau Tagreisen weit nach Osten wandern kann, ehe sie sich in das Becken des la Plata hinabsenkt. Sie hat hier und da stufenförmige Absätze, aufgesetzte Höhen, die stellenweise ziemlich beträchtliche Berge sind, aber Bergketten existieren nicht; man findet nirgends etwas, das an ein Hochgebirge erinnert, und ihre zahlreichen Vulkane, darunter der riesige Llullaillaco, der den Chimborasso noch um 30 *m* überragt, stehen vollkommen von einander isoliert auf der Hochebene. Was von der östlichen und westlichen Cordillere in den Büchern steht, ist ganz und gar irrig, reine Phantasie; denn man kann doch lediglich einen oft wenig merklichen Abhang einer Stufe nicht eine Bergkette nennen. Die Eisenbahn, welche jetzt von dem Hafen von Antofagasta am Grossen Ozean nach Oruro in Bolivien führt, muss auch den Ungläubigsten überzeugen, dass da keine Cordilleren existieren; denn sie hat in ihrer ungeheuren Länge keinen einzigen Tunnel, keine einzigen tiefen Einschnitt, keine grossen Dammaufschüttungen, keine Serpentinen nötig gehabt.

Der zweite Teil Chiles, von Copiapó bis Santiago, ist dadurch gekennzeichnet, dass Querjoche von der hohen Cordillere der Anden bis zum Meere verlaufen und die Flussthäler von einander trennen; der Weg von Norden nach Süden muss diese auf Pässen überschreiten, die zum Teil recht steil sind.

Der dritte Teil ist dadurch sehr ausgezeichnet, dass das gebirgige Küstenland von der hohen Cordillere durch ein Längsthal getrennt ist, welches von dem Querjoch von Chacabuco, welches das Thal des Aconcagua-Flusses vom Becken des Maipu trennt, ohne Unterbrechung bis Puerto Montt, offiziell Melipulli genannt, am Meerbusen von Reloncavi geht, dessen Fortsetzung unterseeisch die grosse Insel Chiloë vom Festland scheidet; er erstreckt sich vom 33. Breitengrad bis zum 41° 30′ und senkt sich ganz allmählich von etwa 700 *m* Meereshöhe bei Chacabuco bis an das Ufer dieses Meerbusens von Reloncaví, ohne ein einziges Mal durch eine Querbergkette unterbrochen zu sein. Dieser Teil Chiles ist es, mit dem ich mich vorzugsweise beschäftigen, und den ich mit Patagonien vergleichen werde.

Südlich von Puerto Montt tritt die hohe Cordillere unmittelbar an das Meer ohne Vorland, und es ist der vierte Teil des Landes nichts als der steile Abhang des Gebirges, vorliegende Inseln und ein östlich von den Anden bis zur Wasserscheide zwischen den beiden Weltmeeren liegender Streifen Landes, welcher sich oft ziemlich weit östlich vom Gebirge hinzieht.

Die lange Küste Chiles erhebt sich fast überall steil aus dem Meer, und das dahinter liegende Land bis zu dem vorhin erwähnten Längsthal wird als Cordillere de la Costa bezeichnet, ist aber kein Bergzug, sondern vielmehr ein vielfach durchbrochenes Tafelland, welches an einzelnen Punkten bis 1000 *m* ansteigt, meist aber viel niedriger ist. Es besteht wesentlich aus Urgebirge, Granit und Glimmerschiefer. Seine einzelnen Teile sind vielfach von tertiären Gebilden umlagert, die sich an mehrern Stellen tief

---

[1]) Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. 31. p. 50 u. ff.

landeinwärts ziehen; ältere Sedimentgesteine sind nirgends im Küstengebiet gefunden, mit Ausnahme eines schmalen, oft (bei Algarrobo) nur wenige Schritte breiten Streifens der jüngsten Kreide am Meeresufer. Es ist daher diese Küstencordillere als der älteste Teil Chiles anzusehen. Die Insel Chiloë und die kleinern südlich davon liegenden Eilande sind als eine blosse Fortsetzung der Cordillera de la Costa zu betrachten, da sie orographisch und geognostisch dieselbe Beschaffenheit wie diese haben.

Das grosse Längsthal ist in frühester Zeit eine grosse Längsspalte gewesen, die nach und nach von den Rollsteinen ausgefüllt wurde, welche die Bäche von der Küstencordillere sowohl wie von den hohen Anden herabgewälzt haben. Diese Geröllschicht ist über 100 *m* mächtig; bis auf den Grund derselben ist noch kein Brunnen gedrungen. Die Oberfläche ist oft nur mit einer wenig Zoll dicken Ackerkrume bedeckt, an andern Stellen aber, namentlich im herrlichen Araukanerland, ist die Dammerde mehrere Meter dick. Diese ist offenbar von den benachbarten Höhen herabgeschwemmt und höchst wahrscheinlich erst in der Quartärperiode, wenigstens spricht nichts für ein höheres Alter. Zwischen den Flüssen Itata und Renaico, etwa zwischen 36° 50′ und 37° 50′, ist das Thal mit einer mächtigen Sandschicht bedeckt, die mehrfach wirkliche kleine Dünen bildet. Die mikroskopische Untersuchung durch Dr. Pöhlmann hat ergeben, dass dieser Sand rein vulkanischen Ursprunges ist; vielleicht stammt er vom Vulkan Antuco.

Die Hauptflüsse Chiles fliessen alle von den Anden in senkrechter Richtung zum Meer hinab durch Unterbrechungen im Küstengebirge, die bald breiter, bald enger sind; es ist aber sehr auffallend, dass ihre hauptsächlichsten Nebenflüsse, trotz der allgemeinen Senkung des centralen Längsthales nach Süden, alle von Süden nach Norden fliessen.

Die Kette der Anden besteht nicht allein aus vulkanischen Bildungen, sondern auch aus emporgehobenen Schichten der ältern Kreideformation und der Juraformation. Auch ältere Urgesteine treten an einzelnen Punkten hervor.

Die Anden setzen sich unmittelbar bis zum Kap Horn fort, indem sie ein Wirrwarr von Fjorden, die fast alle von Gletschern entspringen, von Inseln und Halbinseln bilden, die oft nur durch eine schmale niedrige Brücke mit dem Festland verbunden sind. Diese Gestaltung erinnert an die der norwegischen Küste, sowie an die der westlichen Küste der Vereinigten Staaten nördlich vom 50. Breitengrad. Die gleiche Bildung des Landes an drei so weit von einander, aber fast in gleicher Entfernung vom Äquator und an der Westküste der Kontinente gelegenen Punkten kann kein blosser Zufall sein und steht wohl in Beziehung zu den meteorologischen Erscheinungen namentlich den Regenmassen, die dort fallen.

Als einen sehr charakteristischen Zug in der orographischen Physiognomie des dritten Teiles von Chile habe ich noch die Existenz der grossen Seen am Westfusse der Anden zu erwähnen. Da haben wir den See von Antuco (Laguna de la Laja), den See von Villarica, die Seen von Rinihue und Lacar, den Rancosee, aus dem der Rio Bueno fliesst, den Puyegue-, den Llanquihue- und den Llanquihuesee, denen sich östlich in Patagonien der See von Todos los Santos und der von Nahuelhuapi anreiht. Dies erinnert an die Seen, die auf beiden Seiten der Alpen liegen. Der Rancosee und der Llanquihue sind beide viel grösser als der Bodensee.

Nirgends hat man bisher in den Anden des zweiten und dritten Teiles von Chile Spuren der ältern Sekundärformationen oder gar des Übergangsgebirges und namentlich der Steinkohlenformation gefunden.

Eben so wenig ist bis jetzt an irgend einer Stelle in den Anden emporgehobenes Tertiärgebirge gefunden.

Die Vulkane liegen — wenigstens von Talca an nach Süden — gar nicht im Kamm der Gebirgskette, sondern westlich davon; zum Teil liegen sie vollständig isoliert, wie der Vesuv und der Aetna, und erheben sich

aus einer niedrigen Ebene, so die Vulkane Antuco, Lonquimai, Llaima, Villarica, Osorno und Calbuco. Wenn man in der Ebene des Araukanerlandes von Angol über Collipulli und Ercilla nach Victoria reist, hat man an mehrern Stellen das Vergnügen, drei derselben oder gar alle vier auf einmal vom Fusse bis zum Gipfel zu überblicken. (Auf den Karten von Pissis sind diese Vulkane als etwas höhere Spitzen des dachförmigen Hauptgebirgszuges der Anden gezeichnet.)

Die Wasserscheide zwischen beiden Ozeanen liegt im südlichern Chile östlich von der Cordillere und ist sehr niedrig, so z. B. in der Gegend des Sees von Villarica nur 500 *m* hoch. Viele Flüsse Chiles, ich möchte fast sagen, alle grössern, entspringen östlich von der Cordillere und fliessen eine Strecke lang nach Norden oder Süden, parallel mit der Gebirgskette, bis sie einen oft sehr engen Durchbruch treffen, durch den sie einen Weg zum Grossen Ozean finden. Fast immer bilden sie dabei eine Menge Stromschnellen, so dass es sehr schwierig ist, vom untern Lauf zu Wasser und selbst zu Lande an ihren obern Lauf zu gelangen. Ganz umgekehrt ist es, wenn jemand von der Ostküste Patagoniens nach den Anden reist. Ohne Schwierigkeit kommt er ganz allmählich mit seinem Ochsenkarren immer höher und überschreitet oft die Wasserscheide, ohne es nur einmal zu bemerken, bis er ganz verwundert bemerkt, dass, noch ehe er den Fuss der Cordillere erreicht hat, die Gewässer nicht mehr nach der atlantischen Seite fliessen. Über diese merkwürdigen Verhältnisse werden nun die Arbeiten der von Chile und Argentinien zur Feststellung der Grenzen gemeinschaftlich eingesetzten Kommissionen Licht verbreiten."

„Ganz anders ist die orographische Bildung Patagoniens. Diesen grossen Landstrich kann man sich als eine einzige, von West nach Ost sanft geneigte Fläche vorstellen, welche nach Darwin eine deutliche Terrassenbildung zeigt, und die nur durch ziemlich schmale Flussthäler unterbrochen wird, die unter sich fast parallel senkrecht auf die Küste verlaufen. Ebenso einförmig ist die geognostische Beschaffenheit derselben; es ist alles ein eocäner Lehm. Florentino teilt in seiner „Enumération synoptique des Mammifères fossiles des formations éocènes de Patagonie" (Buenos Aires 1894) diese Formation in zwei Abteilungen, die untere, im Meer gebildete und durch die Gegenwart von Ostrea Bourgeoisii Rémond de Corbineau charakterisierte, nennt er „Formation patagonienne classique"; doch spricht er an andern Stellen davon, dass Schichten derselben Formation Ostrea patagonica enthalten. Die obere Abteilung nennt er „Formation Santa Cruzienne"; sie ist von süssen Gewässern und den Winden gebildet (Löss) und enthält eine wahrhaft Schrecken erregende Menge Knochen von bisher unbekannten ausgestorbenen Säugetieren. Es ist eine ganz eigentümliche lokale Fauna. Vielleicht kann man daraus folgern, dass Patagonien zur Tertiärzeit ganz und gar vom nördlicher gelegenen Lande getrennt war. Beide Abteilungen sind unmittelbar auf einander gefolgt, was daraus hervorgeht, dass der untere Teil der Santa-Cruzischen Schichten sehr häufig durch Schichten unterbrochen wird, die Ostrea Bourgeoisii enthalten, während man doch in diesen untern Schichten dieselben Reste von Säugetieren findet, wie in den obern im süssen Wasser oder subaerisch gebildeten. Vielleicht erklärt sich dies, wenn man annehmen dürfte, dass an den Stellen, wo diese Wechsellagerung wahrgenommen wird, ehemals ein Meeresufer war, an welches grosse Süsswasserfluten wiederholt in langen Zwischenräumen mit Säugetierknochen erfüllten Lehm geschwemmt haben, und dass sich in der Zwischenzeit auf dem neuen Meeresgrunde wieder Austern und andere Muscheln eingefunden hatten. An Ort und Stelle ausgeführte Untersuchungen können allein diese Wechsellagerung von Meerestierresten und Knochen von Landtieren genügend erklären."

Die Mächtigkeit der Tertiärformation der patagonischen Pampas ist sicherlich sehr bedeutend. „Sie ist ohne Frage das Produkt der Verwitterung und Zerstörung älterer Gesteine, und diese können nur im Westen gelegen

haben, oder mit andern Worten: das Material kann nur von der alten Andenkette gekommen sein. Welcher Art dieses gewesen ist, würde man, wie schon oben erörtert ist, durch Untersuchung der Rollsteine mit ziemlicher Sicherheit ermitteln können. — Die Breite Patagoniens nimmt von Norden nach Süden allmählich ab; die alten Anden haben also offenbar im Norden mehr Material geliefert als im Süden. Es kann dies daher kommen, dass die Verwitterung gleichen Schritt mit der Abnahme der Temperatur von Norden nach Süden gehalten hat, oder dass die verwitternde Oberfläche im Norden grösser war und nach Süden allmählich abnahm, indem die Höhe der Anden, wie noch heutigen Tages, schon damals von Norden nach Süden immer geringer wurde.“ Schliesslich bespricht der Verfasser noch eigne Beobachtungen, aus denen er schliesst, dass die Vulkane Chiles schon zur Tertiärzeit existiert hätten.

3. Boden- und Erdtemperatur.

Die Wärme im Innern der Erde und ihre möglichst fehlerfreie Ermittelung hat der um diesen Forschungszweig hochverdiente E. Dunker in einem nachgelassenen Werke [1]) erschöpfend behandelt. Auch das Geschichtliche der hierher gehörigen Arbeiten kommt dabei zur Darstellung. Die frühesten Angaben über innere Erdwärme finden sich 1664 bei Athanasius Kircher, und in den dreissiger Jahren konnte Reich 35 Autoren anführen, welche sich mit dem Gegenstande beschäftigt hatten. In der Zone der obern, veränderlichen Temperaturen nimmt die Bodenwärme mit der Tiefe nicht zu, dann folgt die unveränderliche Schicht, die in den Äquatorialgegenden höher als in der gewöhnlichen Zone und in Gegenden mit kontinentalem Klima tiefer als in solchen mit Küstenklima angetroffen wird. Die täglichen Temperaturschwankungen verschwinden in Deutschland in 0.6 *m* Tiefe, die jährlichen erst in 24 *m*. Da innerhalb der Zone mit veränderlichen Temperaturen die Erdwärme mit der Tiefe nicht zunimmt, so muss an Orten, wo die mittlere Jahrestemperatur unter 0° liegt, der Boden bis zu einer bestimmten Tiefe stets gefroren sein, was sich in Nord-Sibirien bestätigt. Der Nachweis der Wärme in der Tiefe gelingt am besten in mit Wasser angefüllten Bohrlöchern. Die Ermittelung geschieht mit Hilfe von Maximal-Thermometern, die zum Schutz vor dem Drucke der Wassersäule in starken, an beiden Enden zugeschmolzenen Glasröhren angebracht werden. Die Thermometer sollen mindestens eine halbe Stunde in der gewünschten Tiefe bleiben. Aus den in verschiedenen Tiefen gefundenen Temperaturen ist später das Gesetz der geothermischen Zunahme mit der Tiefe abzuleiten, und Dunker diskutiert mit bezug hierauf sehr eingehend die von ihm angestellten Beobachtungen im Bohrloch I zu Sperenberg. Sie ergaben eine Wärmezunahme von 1° C. auf je 33.7 *m* Tiefenzuwachs. In dem 1748 *m* tiefen Bohrloch zu Schladebach fand sich als geothermische Tiefenstufe 35.7 *m*, und die Mächtigkeit der festen Erdkruste würde hiernach mindestens 71 000 *m* sein müssen. Die Behauptung, dass die Wärme der

[1]) Stuttgart 1896. Schweizerbart's Verlag.

Erde in geringerm Masse zunehme, als die Tiefe, ist, wie die Bohrlöcher von Pregny, Neuffen, Sperenberg, Sudenburg und Schladebach ergaben, irrig. Da die Einwirkung der Sonne eine gleichmässige Erwärmung der ganzen Erdmasse nach sich ziehen müsste, so muss für die Zunahme der Wärme mit der Tiefe eine ursprünglich hohe Eigenwärme der Erde angenommen werden, die sich nach und nach verringerte. Diese Hypothese verdient zunächst den Vorzug vor den meisten andern, allein, indem Dunker bei ihr stehen bleibt, lässt er völlig die Wärme ausser Acht, welche dadurch entsteht, dass das Erdsphäroid fortwährend, durch die Anziehung von Sonne und Mond, Deformationen erleidet. Auf diese Quelle der innern Erdwärme hat schon vor Jahren Dr. Klein hingewiesen.

Die Bodentemperatur in Mustiala (60° 49′ nördl. Br., 23° 47′ E. L. Gr.), einem landwirtschaftlichen Institut in Finnland ist seit 1885 täglich an verschiedenen Plätzen beobachtet worden, und zwar in Tiefen von 0.5, 1.0 und 2.0 *m*. Die Beobachtungen umfassen den Zeitraum von 1885 bis 1894 und sind nunmehr von Th. Homén einer sehr ausführlichen Diskussion unterzogen worden[1]. Die grosse, mit zahlreichen Tabellen ausgestattete Abhandlung lässt keinen Auszug zu.

4. Erdmagnetismus.

Aufzeichnung sehr kleiner Variationen des Erdmagnetismus. Prof. Dr. M. Eschenhagen publiziert[2] Kurven der Variationen der Horizontal-Intensität zu Potsdam, welche von einem neuen photographischen Registrier-Apparat, dessen Walze in einer Stunde nahezu eine volle Umdrehung ausführt, aufgezeichnet sind.

»Das Magnetometer, welches die Aufzeichnungen lieferte, war ein Unifilarmagnetometer mit einem magnetisierten Stahlspiegel, welcher an einem starken Quarzfaden aufgehängt und durch die Torsion desselben im rechten Winkel zum magnetischen Meridian gestellt ist. Ein in dieser Weise aufgehängter Magnet wird, analog wie ein bifilar aufgehängter, die Variationen der horizontalen Komponente des Erdmagnetismus angeben, und zwar ist es, trotzdem die Entfernung vom Registrier-Apparat nur die übliche von 1.72^{m} blieb, gelungen, dem Magnetometer die zehnfache Empfindlichkeit, als sie sonst angewendet wird, zu geben.

Die mit dem empfindlichen Apparat und der schnell laufenden Walze erhaltenen Registrierungen zeigen, dass die Variationen des Erdmagnetismus zuweilen aus einer Fülle von Einzelheiten bestehen, die bei den gewöhnlichen Registriermethoden fast gänzlich verloren

[1]) Acta Societatis Scientiarum Fennicae. 21. Nr. 9.

[2]) Sitzungsberichte d. Königl. Preuss. Akademie d. Wissenschaften 1896. 39. p. 965.

gehen, da sie nur durch eine unscharfe Zeichnung der Kurven auffallen.

Dieselben sind aber eines weitern Studiums wert, insbesondere mit Rücksicht auf die örtliche Verbreitung derselben, da zu untersuchen ist, ob dieselben vielleicht von lokalen Bedingungen abhängen oder nicht. Möglicherweise ist aber noch folgender Punkt von Bedeutung:

Die kleinen Wellen, welche durch jene Verfeinerung der Beobachtungsmethode erkannt werden, scheinen gewissermassen die einfachsten Elementarbewegungen des Erdmagnetismus darzustellen, da offenbar keine weitern Details durch fortgesetzte Auflösung zu erkennen sind. Nun zeigt sich zwar, dass die Wellen wohl von verschiedener Amplitude, aber nahezu von gleicher Länge sind. In Zeit ausgedrückt beträgt nämlich die Wellenlänge (von Wellenberg zu Wellenberg) fast regelmässig 30^s, jedenfalls sinken sie nicht erheblich unter diesen Betrag herab.

Es liegt nun die Vermutung nahe, dass diese Erscheinung mit der Schwingungsdauer der Magnetnadel zusammenhängt, doch beträgt diese nur 8.5^s (für die ganze Schwingung); auch ist die Nadel derart gedämpft, dass nach 20^s auch bei grossen Ausschlägen wieder Ruhe eintritt. Es ist infolge dessen nicht anzunehmen, dass die Nadel infolge erdmagnetischer Impulse in pendelnde Bewegungen gerät, die fortdauern, auch wenn die Ursache nicht mehr wirkt, sondern es ist, soweit überhaupt aus den vorliegenden wenigen Registrierungen ein Resultat gewonnen werden kann, zu schliessen, dass die erdmagnetischen Impulse in jenen kurzen Intervallen bei gewisser lebhafter magnetischer Thätigkeit aufeinanderfolgen, wodurch jene Elementarwellen hervorgerufen werden, die natürlich auch grössern Wellen aufgelagert sein können.

Es dürfte daher wohl von Interesse sein, eine Bestätigung dieser Ansicht durch Fortsetzung dieser Feinregistrierung eventuell an verschiedenen Orten und unter Wechsel der Instrumente, zu erzielen, um alsdann, wenn diese einfachere Frage gelöst ist, dem Studium der kompliziertern erdmagnetischen Störungen mit Aussicht auf bessern Erfolg als bisher näher zu treten.«

Die magnetischen Elemente zu Potsdam für das Jahr 1895 sind von Prof. Eschenhagen aus den photographischen Registrierungen unter Benutzung sämtlicher stündlicher Werte des ganzen Jahres abgeleitet worden[1]), und sollen ähnliche Bestimmungen alljährlich folgen.

»Von einigen Observatorien, z. B. dem zu Paris, werden auch alljährlich Werte veröffentlicht, die für 1. Januar gelten, und welche aus den stündlichen Ordinaten der vom 31. Dezember mittags bis 1. Januar mittags registrierten Kurven entnommen sind; es ist klar,

---

[1]) Annalen der Physik N. F. 1896. 58. p. 775.

dass dieselben nicht mit den hier gegebenen, aus 365 × 24 Einzelwerten abgeleiteten Jahresmitteln zu vergleichen sind und daher auch nicht mit gleicher Sicherheit zur Ableitung der Säkularvariation benutzt werden können.

Es ist noch die Bemerkung hinzuzufügen, dass die mitgeteilten Werte sich nur auf bestimmte Instrumente beziehen können. Es ist für Deklination und Horizontalintensität ein magnetischer Theodolit in Gebrauch, der von J. Wanschaff-Berlin unter Anlehnung an ein Wild'sches Instrument gefertigt ist. Zur Messung der Inklination dient ein Bamberg'sches Nadelinklinatorium.

Werte für 1895 (Jahresmittel).

		Säkularänderung gegen 1894
Deklination	10° 19.9′	— 5.5′
Horizontalintensität . .	0.18720 C. S. S.	+ 0.00026
Vertikalintensität . . .	0.43392 C. S. S.	Jährliche Ab-
Inklination	66° 39 8′	nahme der Inklin.
Totalintensität	0.47258	etwa 1—2′

Grössere magnetische Störungen fanden 1895 statt: 18., 19. Jan.; 8., 9., 10., 15., 16. Febr.; 8., 9., 13., 14. März; 11., 12., 23. April; 10., 29. Mai; 10. Aug.; 30. Sept.; 12., 13., 14., 17. Okt.; 9., 10., 11., 12., 24. Nov.«

Die erdmagnetischen Verhältnisse der Insel Bornholm sind von A. Paulsen 1891—1894 untersucht worden[1]). Schon längst war bekannt, dass diese Insel merkwürdige magnetische Anomalien zeigt. Aus den Beobachtungen von Paulsen ergiebt sich, dass an der West- und Nordostküste starke störende Horizontalkräfte auftreten, welche nach dem Innern der Insel gerichtet sind, während an der südlichen Küste und im Innern diese Störungen gering und systemlos auftreten. Dagegen ist in den letztern Gegenden die störende Vertikalkomponente gross, und zwar wird das Nordende der Nadel abwärts gezogen. Aus den Deklinationsbestimmungen, welche Kapitän Hammer rings um Bornholm ausgeführt hat, ergiebt sich, dass die störenden Kräfte etwa 15 *km* weit ins Meer hineinwirken, wobei die südlich von Bornholm liegende Römerbank sich wie die Insel verhält; sie ist auch Sitz der anziehenden störenden Kräfte.

Erdmagnetische Messungen in den Ländern der ungarischen Krone 1892—1894 sind im Auftrage der Kgl. Ungarischen Akademie der Wissenschaften von J. Kurländer ausgeführt worden[2]). Die erste magnetische Landesaufnahme in Österreich-Ungarn wurde 1843—1851 von Karl Kreil ausgeführt, dann 1889—1893 in

[1]) Extrait du Bull. de l'Acad. Royale des Sc. de Danemark, Copenhague 1896. Mars 20.

[2]) Földmágnességi Mérések A Magyar Korona Országaiban végezte Kurländer Ignácz. Budapest 1896.

Österreich eine neue von J. Liznar[1]), endlich wurden 1864—1880 in Ungarn von G. Schenzl zahlreiche magnetische Ortsbestimmungen erhalten. Um jedoch das zum Studium der Verteilung der erdmagnetischen Kraft auf dem ganzen Gebiete der Monarchie nötige Material zu gewinnen, mussten im Anschluss an die in Österreich geschehenden Aufnahmen auch solche in Ungarn an einigen schon von Kreil und Schenzl besuchten Punkten nach einheitlicher Methode mit verglichenen Instrumenten vorgenommen werden. Diese hat J. Kurländer ausgeführt und in dem obigen Werke deren Ergebnisse mitgeteilt. Die speziellen Werte für die Epoche 1890.0 folgen für die bekanntern Städte in untenstehender Tabelle. Die Kreil'schen Messungen sind auf 1850, jene von Schenzl auf 1875.0 reduziert. Der Vergleich der Messungen Kurländer's mit jenen gestattet daher, Werte für die sekulare Veränderung der magnetischen Elemente von 1850—1890 abzuleiten. Es ergiebt sich als mittlere jährliche Veränderung (+ = Zunahme, — = Abnahme):

	1850—1875	1875—1890	1850—1890
der Deklination	—6.8′	—5.2′	—6.1′
» Inklination	—2.0′	—0.9′	—1.5′
» horizontalen Intensität . .	+0.0023	+0.0008	+0.0018

Werte der erdmagnetischen Elemente für 1890.0:

	Geograph. Breite	Länge ö. Ferro	Deklination	Inklination	Horizont. Intensität	Total-intensität
O'-Gyalla	47°53′	35°51′	8°20.7′	62°49.2′	2.0968	4.5903
Martinsberg	47 33	35 26	8 32 3	62 38.6	2.1067	4.5845
Kalocsa	46 32	36 38	8 1.5	61 41.1	2 1608	4.5555
Semlin	44 50	38 6	7 18	60 4.9	2.2385	4.4881
Herény	47 16	34 16	9 22.8	62 44.8	2.1016	4.5894
Oedenburg	47 41	34 16	—	62 48.3	2.0930	4.5797
Agram	45 49	33 39	9 29.0	61 15.9	2.1750	4.5241
Karlstadt	45 30	33 13	9 31 6	61 1.8	2.1883	4.5180
Neu-Gradiska	45 16	35 6	8 47.5	60 37.1	2.2105	4.5055
Essek	45 33	36 23	8 17.8	60 46 7	2.2111	4.5292
Fünfkirchen	46 4	35 53	8 19.2	61 16.5	2.1858	4.4580
Schemnitz	48 27	36 34	8 17.3	63 14.4	2 0683	4 5936
Kaschau	48 43	38 56	6 44.8	63 13.5	2 0808	4.6190
Erlau	47 54	38 2	7 13.3	62 40.2	2.1075	4 5904
Grosswardein	47 3.5	39 36	6 36.8	61 51.8	2.1585	4.5774
Klausenburg	46 46	41 15	5 58.2	61 33.7	2.1771	4.5717
Schässburg	46 13	42 28	6 27.2	60 58.3	2.2207	4.5765
Hermannstadt	45 47 5	41 49	5 47.4	60 8.6	2.2669	4.5535
Karlsburg	46 4	41 15	5 37.7	60 46.1	2.2302	4.5669
Temesvar	45 45	38 54	7 5.8	60 49 5	2.2083	4 5290
Orsova	44 42	40 4	6 38.5	59 39 0	2.2697	4.4920
Szegedin	46 14	37 48	7 29.7	61 20.2	2.1813	4.5476

[1]) Klein. Jahrbuch. 6. p. 139 u. ff.

5. Vulkanismus.

Zusammenstellung der vulkanischen Ereignisse bis zum Jahre 1894. E. Rudolph giebt als Fortsetzung der frühern Berichte von S. Knüttel[1]) eine übersichtliche Darstellung der vulkanischen Ereignisse des Jahres 1894[2]), jedoch in erweitertem Sinne, indem er auch die sogenannten vulkanischen Erdbeben makro- und mikroseismischer Natur, das Verhalten der Fumarolen und Solfataren, submarine Ausbrüche, Flutwellen u. s. w. berücksichtigt. Auch dieser wesentlich erweiterte Bericht ist, wie Verf. zugesteht, weit davon entfernt, vollständig zu sein, aber doch eine überaus dankenswerte Arbeit.

Folgendes ist eine kurze Übersicht des Inhaltes:

Vesuv. Mit dem 18. Dezember 1875 trat der Vulkan in eine Periode von Strombolithätigkeit, die bis zum Jahre 1895 anhielt. Unterbrochen wurde dieselbe mehrere Male durch Phasen einer verstärkten Thätigkeit, bei welcher die Lava entweder über den Rand des Gipfelkraters oder durch seitliche Spalten ausfloss. Die letzte dieser Phasen begann am 7. Juni 1891, als der Eruptionskegel plötzlich um 5^{h} 45^{m} nachmittags barst.

Die Bruchlinie durchsetzt den Kegel in der Richtung von NNW nach SSO, beginnt auf der Nordseite im Atrio del Cavallo und reicht auf dem Südabhange des Kegels nur etwa 100 *m* weit abwärts. Die Spalte fällt in ihrer ganzen Länge mit zwei ältern zusammen, welche sich bei den beiden Eruptionen von 1868 und 1885 gebildet hatten, es liegt daher die Annahme nahe, dass bei der jüngsten Eruption die alten Brüche nur von neuem aufgerissen wurden.

Auf dieser Spalte entstanden von oben bis unten, vom Rande des Kegels bis zur Basis des Atrio del Cavallo, nacheinander mehrere Bocchen, im ganzen fünf, aus denselben ergoss sich ein Lavastrom, der nach N ins Atrio abfloss. In dem Masse, wie die Spalte sich immer weiter aufriss, und sich immer weiter unten eine neue Bocca bildete, verlegte sich der Ausflusspunkt für die Lava von einer höhern Öffnung zu der nächst tiefern, so dass schliesslich nur die tiefern Bocchen thätig blieben, deren Laven bis an den Fuss des Monte di Somma flossen und den Boden des Atrio nach verschiedenen Seiten hin bedeckten.

Die eruptive Thätigkeit des Vulkans hielt, von mehrern Ruhepausen unterbrochen, bis zum Jahre 1894 an und erreichte am 4. Februar erst ihr Ende.

Ätna. Der Hauptkrater hatte sich seit dem Juli 1892 ziemlich ruhig verhalten, und erst um die Zeit des Beginnes der Erdbebenperiode deutete das wiederholte Aufsteigen von Rauchsäulen auf eine wieder erwachende Thätigkeit. Ende April 1893 wurde zum ersten Male an drei Stellen wieder glühende Lava im Ätnakrater bemerkt. Nach den Angaben der Ätnaführer zu urteilen, muss die Lava am 26. April oder kurz vorher im Krater erschienen sein. Bedenkt man ferner, dass am 25. April der nördlichste Krater der Monti Silvestri nach einer viermonatlichen vollständigen Ruhepause plötzlich seine Thätigkeit wieder aufnahm, so wird die obige Vermutung bezüglich des Erscheinens der Lava im Hauptkrater sehr wahrscheinlich.

Mit diesen vulkanischen Phänomenen bringt nun Riccò die Erdbeben vom 22. April in Verbindung. Wenn gegen den 26. April hin die Intensität der Erdbeben nachliess, so ist dieser Umstand auf die mit dem Erscheinen

---

[1]) Vgl. Klein, Jahrbuch. 5. p. 141

[2]) Tschermak's Mineralog. Mitteil. 1896. p. 365 u. ff.

der Lava im Hauptkrater beginnende Eruption zurückzuführen. Da jedoch die nördliche Flanke des Ätna dem ungeheuren Drucke der im Vulkane stehenden Lavasäule widerstand, so kam es nicht zu einer exzentrischen Eruption. Den ganzen Vorgang bezeichnet Riccò als eine verfehlte Eruption.

Die Erdbeben am 7. und 8. August 1894 haben eine sehr geringe Verbreitung gehabt. Die von der Mesoseiste eingeschlossene, ungefähr elliptisch gestaltete Schütterfläche hat eine von Nordwesten nach Südosten, vom Hauptkrater des Ätna nach Acireale gerichtete ca. 6 *km* lange grosse Axe und eine 2 *km* lange kleine Axe. In den dem Erdbeben vorhergehenden Monaten stiess der grosse Krater ziemlich häufig beträchtliche Rauchmassen aus. Am 12. Juli befand sich nur eine kleine Lavamenge im Innern des Kraters und verhielt sich ruhig wie im September 1893. In der Zeit nach dem Erdbeben beobachtete Riccò am 17. August das Austreten von glühender Lava im zentralen Krater, doch war der Vorgang dieses Mal von heftigen Detonationen begleitet. In der Nacht vom 15. zum 16. August hatte sich auch der nördlichste Krater der M. Silvestri wieder geregt; die ausserordentlichen Dimensionen und die grosse Kraft, mit welcher die Dampfsäule ausgestossen wurde, schliessen die Möglichkeit aus, die Entstehung derselben rein meteorischen Ursachen zuzuschreiben.«

Vulcano. Es wird die Thätigkeit seit 1888 auf Grund der vorhandenen Litteratur geschildert. »Die letzte der grossen Explosionen, diejenige vom 15. März 1890, schleuderte eine Masse von 75 000 *cbm* mit einem Gewichte von über 100000 Tonnen fort, welche sich rund um den Krater bis zu 7 *km* Entfernung, wenigstens auf der Nordseite, ausbreitete.

Die Thätigkeit im Innern des Kraters beschränkte sich hauptsächlich auf zahlreiche Fumarolen, deren Intensität zunahm, je tiefer man in den Krater hinabstieg.

Als Consiglio Ponte über den Rand des letzten Absatzes in den eigentlichen Vulkanschlot hinabblickte, war er überrascht von dem Anblicke, der sich ihm darbot. Der Boden stellte eine fast kreisrunde ebene Fläche dar, die von einigen Erhöhungen unterbrochen war. Letztere waren mit hellgelben und rötlichgelben Sublimationen überzogen und hoben sich von dem bräunlichen Grunde scharf ab. Indem er Steine auf den Grund warf, überzeugte er sich davon, dass es sich um einen kleinen See handelte, der an der Oberfläche mit einer Kruste überzogen war. Die Wassermasse hatte sich wahrscheinlich auf dem undurchlässigen Boden durch Kondensierung von Wasserdampf gebildet und war durch meteorisches Wasser vielleicht vergrössert worden.«

Stromboli. Eine vergleichende Zusammenstellung des Verhaltens des Stromboli mit den seismisch-vulkanischen Vorgängen der andern italienischen Vulkane führt zu folgenden Schlüssen:

»1. Es scheint keine direkte Verbindung zwischen den Herden der beiden äolischen Vulkane zu bestehen. Wenn trotzdem beide Vulkane, besonders zur Zeit der verheerenden Erdbeben Siziliens oder Süditaliens, in Thätigkeit treten, so ist eher eine gemeinsame Beeinflussung ihrer Herde durch die grossen seismischen Phänomene anzunehmen als eine direkte Beziehung zwischen beiden Vulkanen.

2. Von 24 Eruptionen des Stromboli ereigneten sich nur zwei, nämlich diejenigen von 1822 und 1834, gleichzeitig mit solchen des Vesuv; dieses Zusammentreffen ist wahrscheinlich nur ein zufälliges.

3. Dagegen gingen den vier Eruptionen des Ätna vom Jahre 1865, 1874, 1879 und 1886 solche des Stromboli unmittelbar vorauf oder folgten ihnen bald nach. Da nun auch der lithologische Charakter des von beiden Vulkanen ausgeworfenen Materials grosse Analogie zeigt, so liegt es nahe, anzunehmen, dass der Vulkanherd des Ätna auf denjenigen des Stromboli einen Einfluss ausübe.

4. Was die Beziehungen der Erdbeben zu den eruptiven Vorgängen des Stromboli angeht, so sind die direkt durch die Thätigkeit des Stromboli

veranlassten Erschütterungen zwar zahlreich, aber im allgemeinen schwach und auf die Insel selbst beschränkt. Die heftigsten unter diesen Erdbeben treffen in dem Augenblicke ein, wo der Vulkan nach einer mehr oder minder langen Periode relativer Ruhe sich wieder in Thätigkeit setzt. Bisweilen veranlasst die Thätigkeit des Stromboli ein Wiedererwachen der seismischen Herde der andern äolischen Inseln (Salina-Lipari). Aus dem gleichzeitigen Eintreffen von heftigen Ausbrüchen des Stromboli und starken Erdbeben der Nordküste Siziliens, des Ätna und des südlichen Italiens kann man auf eine gegenseitige Beeinflussung zwischen dem Stromboli und den seismischen Zentren der genannten Gebiete schliessen. Dagegen scheint eine Beziehung zwischen den Erdbeben des mittlern und nördlichen Italiens und den Eruptionen des Stromboli ausgeschlossen zu sein.«

Vulkane Südamerikas. Der Vulkan Calbuco in Chile wurde im Februar 1894 von O. Heinrich erstiegen; aus seiner Schilderung gewinnt man nicht den Eindruck, dass es sich bei der Ausbruchsöffnung um einen typischen Krater handelt.

Vulkane Japans. Der Vulkan Bandai-San (37° 36′ nördl. Br. und 140° 6′ östl. L. Gr.) oder vielmehr der zu dieser Gruppe gehörige Kobandai (1840 *m* hoch) hatte am 15. Juli nach einem Erdbeben einen Ausbruch, bei dem er grösstenteils zerstört wurde. Um die Masse des fortgeschleuderten Materials annähernd bestimmen zu können, ist der neue Krater vermessen worden. Derselbe hat einen Durchmesser von über 2 *km*; der Kraterboden hat einen Flächeninhalt von 3.83 *qkm* und liegt in einer Höhe von 1170 *m* über dem Meere. Das Volumen der fortgeschleuderten Bergmasse ist auf 1.213 *cbkm*, das Gewicht desselben auf 2826.290 Millionen Kilogramm berechnet worden.

»Die Vulkangruppe Azuma-San hatte am 19. Mai 1893 eine Eruption. Zu einem Schuttstrome, wie im Falle des Bandai-San, kam es nicht, die reichlich mit Dampf gemischten Erdmassen wurden senkrecht in die Höhe geworfen und fielen als Schlamm rund um den Krater herab. Die Schlammmassen und Felsblöcke müssen mindestens 300—400 *m* hoch gestiegen sein, da der Gipfel des Issaikio-San, welcher die Ebene Numano-taira um 300 *m* überragt, sich mit diesem Auswurfsmateriale bedeckt fand. Rund um den Krater lag der Schlamm in einer etwa 3 *m* dicken Schicht, und von dem alten Kraterboden Numano-taira war ungefähr die Hälfte mit der gleichen Masse bedeckt; die Aschen lagen nur an einigen Stellen in einer Dicke von nicht ganz 1 *m* auf dem Kraterboden. Das Volumen des ausgestossenen Materials wird auf 500000 *cbm* geschätzt.

»Ebenso wie beim Bandai-San fand man auch nach der Eruption des Azuma-San rund um den Krater kegelförmige Vertiefungen, deren Durchmesser nur in wenigen Fällen 2—3 *m* betrug. Da auf dem Boden dieser Löcher mehrfach Felsblöcke nachgewiesen werden konnten, so hält F. Omori eine andere Entstehungsart als durch die aus dem Krater geschleuderten Steine für ausgeschlossen.

Als Omori einige Tage nach der Eruption den Schauplatz derselben besuchte, konnte er ausser einigen kleinern, fünf grössere Krateröffnungen unterscheiden, aus denen Dampf bis zu etwa 1 *km* hoch ausgestossen wurde. Die Zahl und Gestalt dieser Krater war fortwährenden Veränderungen unterworfen. Besonders thätig erwies sich der dritte Krater, dessen Öffnung gegen Osten geneigt war, und der fast ohne Unterbrechung unter Explosionen Felsstücke und Asche zusammen mit Rauch ausstiess. Jede Explosion war von dumpfem, rollendem Geräusche begleitet, welches den Boden leicht erzittern liess. In stillen Nächten konnte man in Fukushima das Geräusch vernehmen und ein leises Erzittern verspüren.

Nach der ersten Eruption vom 19. Mai nahm die vulkanische Thätigkeit allmählich ab, und erst am 31. Mai begannen wieder die Aschenauswürfe. Besonders heftige Explosionen fanden am 4. Juni, sowie am

5. Juni statt. Die Explosion vom 4. Juni war äusserst heftig und übertraf diejenige vom 19. Mai bedeutend an Stärke. In Fukushima hörte man um 4ʰ vormittags ein allmählich an Intensität zunehmendes, donnerähnliches Rollen, unmittelbar darauf folgte ein ziemlich heftiges Erdbeben, welches ca. 30 Sekunden dauerte.«

Vulkane des ostindischen Archipels Der Merapi auf Java begann am 2. Februar 1894 zu arbeiten, doch scheint es nicht zu grosser Thätigkeit gekommen zu sein. Der Vulkan Bromo war 1893 thätig, der Semeru ebenfalls, Galunggung hatte am 18. und 19. Oktober 1894 eine grossartige Eruption. »Der Charakter der Eruption des Galunggung gleicht in mancher Hinsicht demjenigen, welchen wir vom Bandai-San und Azuma-San her in Japan kennen, und besteht darin, dass das seit langen Zeiten im Vulkanschlot stehende Gesteinsmaterial mechanisch in die Luft geblasen und durch die Kraft der Explosion zertrümmert wurde. Vulkanische Bomben, die etwa aus dem Magma stammten, sind bei diesem Vorgange nicht an die Oberfläche gelangt. Das lässt darauf schliessen, dass die Lavasäule in den Vulkanschlot nicht eingetreten ist. Dabei ist nicht ausgeschlossen, dass bei den spätern Explosionen der aus dem Magma sich entwickelnde Wasserdampf kleine Teile des Magmas mit fortriss und zu Asche zerstäubte.

Von einem Einsturze nach den Explosionen ist bei diesem Ausbruche nichts bemerkt worden, die neuentstandenen Öffnungen sind im wahren Sinne des Wortes herausgeblasen worden. Den Ausdruck »Explosionskrater« möchte Fennema auf diese Gebilde nicht anwenden, weil man dabei an einen einzigen, in einem Augenblicke sich abspielenden Vorgang denke.

Eine eingehende Berechnung der Menge des ausgeworfenen und niedergefallenen Materials hat R. Fennema angestellt. Als Grenze des Aschenregens werden diejenigen Punkte angenommen, an denen noch eine wägbare Menge Asche gesammelt werden konnte. Unter dieser Beschränkung umfasst das von Asche bedeckte Gebiet eine elliptische Fläche von 25660 *qkm*. Innerhalb derselben hat sich der Aschenregen nach Osten noch über Bandjar hinaus oder über 55 *km* und westwärts bis zu Javas 1. Punkt oder über fast 350 *km* erstreckt. Denkt man sich senkrecht zur grossen Axe der Ellipse eine Linie gerade über den Krater des Galunggung gezogen, so erstreckt sich der Aschenregen längs dieser Linie 60 *km* weit nach Norden bis Tomo und südwärts über mehr als 60 *km* bis in den Indischen Ozean bei Tjilant Eureuh. Aus diesen Zahlen ist der Einfluss, welchen der in den höhern Luftregionen herrschende Südostpassat auf die Verbreitung der Asche gehabt hat, deutlich erkennbar. Das Volumen der ausgeworfenen Massen stellt sich zu etwa 22000000 *cbm*, wovon ungefähr $^1/_5$ in der unmittelbaren Umgebung des Kraters niedergefallen ist.«

Die Kilauea auf Hawaii. »Die erste genaue Vermessung des Kraters und des Lavasees hat Fr. S. Dodge im August 1892 ausgeführt. Der See hatte fast kreisförmige Gestalt, indem die Differenz zwischen dem grössten und kleinsten Durchmesser nur 20 *m* ausmachte; die Oberfläche ist einem Kreise gleichzusetzen, dessen Durchmesser 270 *m* misst. Der Rand des Lavasees hatte rundherum die gleiche Höhe von 170 *m* unter der Veranda des alten »Volcano House«, des Ausgangspunktes für alle Vermessungen im Kilauea.

Die Lava stand im Mittel 1 *m* unter dem Rande, dabei stieg sowohl der See wie die umgebende Fläche langsam, aber stetig. Zeitweilig war der See sehr thätig, in allen Richtungen erhoben sich Fontainen über die Oberfläche, deren man oft 15 zur gleichen Zeit zählte. Wie schon früher, herrschte die grösste Thätigkeit wieder im Zentrum, wo ohne Unterbrechung Fontainen aufspritzten.

Die Lage von Halemaumau war im August 1892 identisch mit derjenigen vom Jahre 1886, der neue See liegt genau über der trichterförmigen

Vertiefung, welche Emerson im April 1886 vorfand. In den allgemeinen Verhältnissen des Kilauea waren keine wesentlichen Veränderungen eingetreten, ausser dass der Boden im Osten und Süden gehoben war.

Im März 1894 führte Dodge abermals eine genaue Vermessung des Sees aus, über deren Ergebnisse er folgende Daten in das in Volcano House aufliegende Buch eingetragen hat:

»Im August 1892 stand der äussere Rand des Abgrundes, welcher den See umschliesst, 86 *m* unter dem Niveau des Volcano House.

Die Seeoberfläche lag noch 74 *m* unter diesem Niveau. Im März 1894 stand der See 63 *m* über demselben Niveau, macht ein Steigen von 137 *m* in 19 Monaten. Die Seefläche war 1894 etwas grösser als 1892, und zwar 365 *m* lang und 243 *m* breit.«

Am 5. Juli 1894 langte L. A. Thurston am Kilauea an. Die hauptsächlichste Veränderung, welche seither eingetreten war, bestand darin, dass am 21. März das Nordufer des Sees auf einer 270 *m* langen und 170 *m* breiten Fläche ganz plötzlich um 25 *m* über die Seefläche gehoben war. Die gehobene Fläche war stark zerrissen, an der äussern Bruchlinie entstanden zwei Löcher, welche Lava ausstiessen.

Am 18. April begann das gehobene Ufer wieder zu sinken und überragte am 5. Juli das andere Ufer nur noch um 10 *m*.

Am 7. Juli stand der See so hoch, dass die ganze Oberfläche vom Volcano House aus sichtbar war, und in der Nacht ein Überfliessen in den Hauptkrater eintrat.

Vom 8.—10. fiel und stieg der See mehrere Male um 5 *m*, und am 11. morgens war die gehobene Uferstrecke bis zum Niveau des andern Ufers wieder gesunken. Um 9^h^ 45^m^ vormittags war der See 15 *m* gefallen und dieses Sinken um etwa 7 *m* in der Stunde hielt von 10^h^ morgens bis 8^h^ abends an. Der Rand der gehobenen Uferstrecke trennte sich durch eine scharfe Bruchlinie ab und brach ein. Von Mittag bis 8^h^ abends verging kaum ein Augenblick, in dem nicht unter fürchterlichem Krachen die Ufer einstürzten. Mehrmals brachen etwa 175 *m* lange, 50—75 *m* hohe und 10 *m* dicke Uferstrecken unter schrecklichem Donnern, umhüllt von dichten Staub-, Dampf- und Rauchwolken, ab, fielen in den glühenden See und riefen in der feurigen Masse grosse Wellen hervor, die durch den See eilten und an dem gegenüberliegenden Felsenufer sich brachen, wie die vom Sturme gepeitschten Wellen an der Küste.

Die meisten Felsblöcke wurden sofort von dem See verschlungen, nur die grössern sanken nicht unter, sondern schwammen als Inseln durch den See. Eine solche Masse, welche am Nachmittage abbrach, tauchte beim Fallen unter in die feurigen Wogen, kam aber nach wenigen Augenblicken wieder zum Vorscheine, wobei die geschmolzene Lava von ihrer Oberfläche abströmte.

Als die Nacht hereinbrach, wurde das schreckliche Schauspiel unbeschreiblich grossartig. In einzelnen höhlenartigen Vertiefungen war geschmolzene Lava zurückgeblieben, die nun beim fortgesetzten Sinken des Sees und dem Einbrechen der Wände in den Krater als feurige Kaskaden sich ergossen. Einmal zählte man fünf solcher Lavakaskaden. Die oben erwähnten Lavafontainen auf der Oberfläche des Sees blieben während der ganzen Zeit des Sinkens in Thätigkeit. Eine andere merkwürdige Eigentümlichkeit bestand darin, dass von schwefligen Dämpfen nichts zu merken war, und man ohne Beschwerden gerade leewärts vom See atmen konnte.

Am Morgen des 12. Juli war der See um weitere 7 *m* gesunken, und die Uferwälle auf beiden Seiten waren in den See gestürzt. In gleichem Niveau mit dem See und noch halb gefüllt von demselben erblickte Thurston eine grosse Höhle, die sich in südöstlicher Richtung vom See erstreckte. Die Breite betrug etwa 25 *m*, und die Höhe von der Seefläche bis zur Decke etwa 5 *m*; vom gegenüberliegenden Ufer konnte man circa 15 *m* weit hineinsehen. Thurston ist der Ansicht, dass diese Öffnung

vielleicht den Kanal darstellt, durch welchen die Entleerung des Sees vor sich ging, obgleich sie sich augenscheinlich nicht auf dem Boden des Sees befand, denn noch bis zum 16. Juli dauerte das Steigen und Fallen um 1—2 *m* den Tag, die Fontainen wurden sogar bisweilen mit noch grösserer Kraft emporgeworfen, als vor dem Beginn der Senkung.

In Vulcano House fühlte man am 11. Juli nachmittags zwei leichte Erdbeben und am 12. 2h vormittags ein stärkeres. In dem über 45 *km* entfernten Hilo hatte man im Laufe der Woche verschiedene leichte Stösse verspürt.«

Der Vesuv und sein letzter Ausbruch 1891—1894. Die letzte, ungefähr drei Jahre anhaltende Thätigkeit des Vesuvs hat R. V. Matteucci Veranlassung zu einer eingehenden Studie über dieselbe und den Vesuv überhaupt gegeben.[1]) Mit Recht weist er zunächst darauf hin, dass es nicht genügt, in dem durch die einfachsten und oberflächlichsten Beobachtungen festzustellenden Wechsel heftiger Eruptionen mit relativ ruhigen Perioden die Geschichte dieses Vulkanes zu erblicken. Denn wie es sehr grosse Eruptionen giebt, die keine Vermehrung der Thätigkeit des Erdinnern darstellen, so können oft kleine, wiederholte Geschehnisse von einer wirklichen Zunahme der Reaktion des Erdinnern abhängen. Um die vollständige Geschichte eines Vulkans darzulegen, muss man mit den grossartigen Ausbrüchen auch die kleinern Erscheinungen verknüpfen, um einen wirklichen Fortschritt auf dem Gebiete der Vulkanologie zu erringen.

»Der Aufbau eines Vulkanberges ist um so widerstandsfähiger, je grösser das Verhältnis des massigen Lavenmateriales zu den losen Auswurfsprodukten sich darstellt. Die Höhe eines Vulkanberges ist einzig und allein in direkter Abhängigkeit von der Kompaktheit und Stabilität seines Gefüges. Sobald also der innere Aufbau eines Vulkanes die statischen Gleichgewichtsbedingungen erfüllt, schwankt die Höhe des Kegels, abgesehen von den Veränderungen, die durch das Überfliessen der Laveströme über einander herbeigeführt werden, innerhalb ziemlich enger Grenzen. Auf die Entstehung neuer tiefer Spalten, welche den Durchbruch neuer zähflüssiger Massen gestatten, auf die Kontraktion der starren Erdkruste sind sicherlich die wahren Zunahmen der Thätigkeit der Vulkanzentren zurückzuführen, aber häufig wird eine Eruption durch örtliche Umstände verursacht und hängt vorzüglich vom Bau des Eruptivkegels ab.

Solange die Flanken des Vulkankegels dem Drucke der innern Lavasäule genügenden Widerstand leisten, entstehen Eruptionen durch Wiedereröffnung des Zentralkraters. Aber wenn der Druck der Lavasäule den Widerstand der Flanken überwindet, spalten sich diese und gestatten den Austritt des Magmas, welcher unabhängig von Zunahme der Thätigkeit andauert, bis annoch nicht genau bestimmte Momente — bisweilen wohl eine wirkliche relative Ruhe — die Schliessung der Spalte veranlassen.

Der Unterschied der Produkte der einzelnen Eruptionen würde allerdings auch ohne Untersuchung ihrer Entstehungsweise einen rohen Einteilungsgrund für eine Klassifikation der Eruptionen abgeben. Allein von diesem Gesichtspunkt allein wären jene Eruptionen schwer zu benennen und zu beurteilen, welche ohne auffallende Begleiterscheinungen Jahre lang andauern und Millionen Kubikmeter Lava aufhäufen.

[1]) Tschermack's Mineralog. Mitteilungen N. F. 15. p. 325ff.

Sowohl die paroxysmalen Eruptionen als die andern, welche mit jenen abwechseln, haben bekanntlich in ihren Äusserungen das Merkmal der Intermittenz; aber die Ursache derselben ist ebenso dunkel wie die Ursache der Dauer, welche ohne Grenze und ohne Regel wechselt nicht nur von einem Vulkan zum andern, sondern auch an einem und demselben Eruptivzentrum.«

»Das Studium der vulkanischen Erscheinungen,« fährt Matteucci fort, »ist heute noch sehr unvollständig; die Analyse der präkursorischen Phänomene liegt noch ganz im Dunkeln, und wir sind daher noch sehr weit entfernt von der Möglichkeit, eine Eruption vorherzusagen.

Bei dem heutigen Stande der Vulkanologie ist es nicht erlaubt, weder die Zeit einer Thätigkeitsvermehrung, noch ihr Mass, noch ihre Dauer festzustellen.

Eine grosse Eruption vorauszusagen, indem man sich stützt auf die Dauer der absoluten oder relativen Ruhe, in der sich ein gegebener Vulkan verhält, ist nach meiner Anschauung einfach kindisch, ebenso als ob man aus der Dauer des Friedens zwischen zwei Völkern, ohne Rücksicht auf ihre politischen und sozialen Verhältnisse, einen Krieg voraussagen wollte.

Im Hinblick auf die Thätigkeitssteigerungen und die Dauer der damit abwechselnden Pausen und mit Berücksichtigung des uns nächstliegenden und meist interessierenden Vesuvs scheint es nicht überflüssig, hervorzuheben, wie unregelmässig seine Thätigkeit in den letzten hundert Jahren war, und wie sich die Intermittenz in diesem Zeitraume darstellte.

Im Jahre 1794 zerriss ein ungeheurer innerer Druck den alten Bau des Monte Somma und gab Anlass zu einer furchtbaren explosiven exzentrischen Eruption, indem sich gleichzeitig aus mehrern Mündungen reichliche Laven auf der Westseite des Berges ergossen.

Seit dieser Zeit wurde eine andauernde strombolianische Thätigkeit durch plinianische Phasen unterbrochen, unter denen die bedeutendsten stattfanden:

in den Jahren	mit einer Zwischenzeit von	in den Jahren	mit einer Zwischenzeit von
1794	4 Jahren	1858	3 Jahren
1805	11 »	1861	3 »
1822	17 »	1868	7 »
1834	12 »	1872	4 »
1839	5 »	1891	19 »
1850	11 »	?	? »
1855	5 »		

Wenn irgend ein bestimmtes Gesetz die innere Thätigkeit der Erde regelt, so kann dasselbe sicher nicht durch das Studium einiger wenigen Vulkane ermittelt werden. Vielmehr wird jede Eruption und jede Zwischenpause das Objekt genauer und ununterbrochener Studien bilden müssen, als analytisches Material, das auf eine spätere synthetische Zusammenfassung abzielt.«

Matteucci schildert nun im einzelnen die Thätigkeit des Vesuvs während der letzten Periode: »Nach den Paroxysmen der Jahre 1858—1859, während deren sich ein ungeheurer Einsturzkrater gebildet hatte, war die Thätigkeit des Vesuvs mehr als je beschränkt auf die Ausfüllung des Schlundes, der sich wiederholt füllte und wieder ausleerte, z. B. infolge der

Entstehung und des Einsturzes vielfacher Adventivkegel, welche nach und nach die Höhe der Spitze des Hauptkegels erreichten. Nach der Eruption von 1858—1859 entwickelte sich ein Wechsel von Steigerungen und Verminderungen der Thätigkeit, bisweilen begleitet von der Entstehung kleiner Spalten, welche den Eruptionskegel durchsetzten und etwas exzentrisch Lava ausfliessen liessen, bisweilen begleitet von Übergussströmen am Scheitel. So zog sich der Zustand hin (mit etwas lebhaftern Phasen in den Jahren 1861 und 1865) durch 23 Jahre (1859 — 1872), bis endlich in den zwei Jahren 1871 und 1872 neue Ausbrüche sich durch seitliche Spalten und durch ungeheuren Lavenausfluss kund gaben.

Nach dem grossen Ausbruch von 1871 — 1872 blieb der Vulkan in einer ziemlichen Ruhe. Schon Ende 1872 begann die Ausfüllung des weiten, tiefen, damals neugebildeten Kraters. Dann ergossen sich vom Kraterrande mehrere kleine Lavaströme nach verschiedenen Richtungen besonders gegen Osten, und auf dem weiten Fumarolenfelde des Kraterbodens hatten sich mehrere konzentrische Ringsysteme von Kratern 2. Ordnung gebildet. Das war auch der Zustand des Vesuvs in den ersten fünf Monaten des Jahres 1891. Die Ursache des nun erfolgenden Ausbruches darf man wohl darin suchen, dass die Wände des Schlotes, welche bis dahin dem Lavadrucke Widerstand geleistet hatten, infolge mechanischer und chemischer Beeinflussung in ihren obern Teilen zusammenbrachen, damit den Gasen den freien Ausweg abschnitten und diese zwangen, sich durch die Wände des Aschenkegels an der Stelle geringerer Festigkeit, d. h. in einer von Nord nach Süd sich erstreckenden Vertikalebene einen neuen Ausgang zu schaffen.

Ende Mai 1891 hatte der Eruptionskegel inmitten einiger älterer Kraterringe eine etwas gegen Nordost verschobene exzentrische Lage. Sein kleiner, ganz regelmässiger und trichterförmiger Krater besass ungefähr 40 *m* Durchmesser und nicht mehr als 25 *m* Tiefe, war trefflich erhalten, mit einem kleinen schwach gegen Norden gerückten Kegel auf seinem Boden, und stiess Dämpfe, Schlacken und haarförmige Rapilli aus, die auf ihrem schief nach Süden gerichteten Fluge meistens nur 30 — 40 *m* Höhe erreichten. Damals wurde dies ganze lose Material nur zur Erhöhung des Kraterrandes verwendet, also nicht, wie noch einige Zeit vorher, weiter fortgeschleudert, was auf eine Abnahme der vulkanischen Kraft zu Ende Mai hindeutet. Da auch die Fumarolen innerhalb des Kraterringes von 1872 keinen bedeutenden Gasdruck zeigten, befand sich der Vesuv in einem durchaus normalen Zustande, der nach keiner Richtung hin eine nahe Eruption vermuten liess.

Am 31. Mai hatte sich durch mechanische Veränderung der Krater etwas nach Norden zu erweitert. Am folgenden Tage beobachtete Johnston-Lavis, dass sich auf dem Kraterboden des Eruptionskegels vier neue kleine Öffnungen um die zentralstehende gebildet hatten, was ja in der Stromboli-Phase eines Vulkans nichts Ungewöhnliches ist. Bis zum 6. Juni steigerten sich die Gasausströmungen und die fadenförmigen Rapilli ein wenig. Gleichzeitig konstatierte Goirau am 4., 5. und 6. an verschiedenen Punkten Italiens schwache Erdbeben, und P. Denza teilte mit, dass am 7. Juni $2^h\ 4^m$ ein heftiger Stoss fast ganz Nord- und Mittelitalien, bis zu den Provinzen Rom und Aquila, erschüttert habe. Um $4^1/_2{}^h$ desselben Tages brach etwa die Hälfte des kleinen obersten Eruptivkegels auf dem Vesuv in sich zusammen unter starkem und dumpfem Lärm im Innern des Berges. Wahrscheinlich haben bedeutende Zusammenbrüche in den tiefern Partien stattgefunden; denn von jenem Augenblicke an hörte der Schlackenauswurf auf, während sich zahlreiche Fumarolen auf dem Reste des Kegels entwickelten. Blieb es auch noch einige Stunden ruhig, so war doch im Innern eine starke Spannung der Gase eingetreten, welche sich schon von 15^h an bis 18^h durch leichte Stösse und dumpfes Donnern in den am Vesuv liegenden Ortschaften bemerkbar machte. Um $17^3/_4{}^h$ hatte sie einen

so hohen Grad erreicht, dass der Aschenkegel von oben bis unten zerriss. Dies war der Beginn des Ausbruches.

Die Vertikalebene, nach der sich der Riss des Kegels bildete, ist beinahe genau Nord—Süd orientiert mit schwacher Ablenkung nach Nordwest—Südost. Auf der Nordseite reicht der Spalt bis zur Basis im Atrio di Cavallo, auf der Südflanke nur bis 100 *m* unter den Kraterrand; auch zeigt sich dort, dass man es nicht mit einem einheitlichen Risse, sondern mit einem Systeme nahe aneinander liegender radialer Klüfte zu thun hat. Am längsten sind diejenigen der Nordseite, deren eine 0.7 — 0.9 *m* oben und 1.3 — 1.6 *m* in ihrer mittlern Partie breit war. Die Lage dieser Spalte war übrigens schon vorher im Bau des Aschenkegels vorgezeichnet; denn im Süden fällt sie zusammen mit den Sprüngen von 1885 und im Norden mit denen von 1868. Wo sie festeres Gestein durchschnitt, sind scharfe und rauhe Ränder vorhanden; bei losem Material haben erhebliche Einbrüche nach innen hin stattgefunden.

Gleichzeitig mit der Entstehung dieser Seitenöffnung beobachtete man zwei riesige dunkle Rauch- und Aschensäulen auf der Spitze und der Nordflanke des Berges, die von andern ebenso gefärbten und schliesslich weisslichen Dampfmassen gefolgt wurden. Nach einer halben Stunde ($18^1/_4$) zeigte sich in der Höhe von 990 — 1000 *m* an dem Punkte, wo der Riss 1.3 — 1.6 *m* Breite hatte, die erste Lava, die sich in zwei Arme teilte und rasch ins Atrio gelangte und dort stehen blieb. Obwohl an dieser Stelle der Ausfluss nur ganz kurze Zeit dauerte, hatte sich doch durch den Stoss der Massen eine etwa 30 *m* breite Explosionsöffnung gebildet, aus der mächtige Blöcke älterer zerbrochener Laven ausgeworfen wurden. Kurz darauf erfolgte etwas tiefer in 900 *m* Höhe ein zweiter Erguss, und dann entstanden in kurzen Zwischenräumen, augenscheinlich durch das Weiterreissen der Radialspalte hervorgerufen, andere Bocchen in 875—830 *m* Meereshöhe. Thätig blieben von diesen Öffnungen nur die tiefern, deren Laven mit verschiedener Geschwindigkeit und in verschiedener Richtung den Boden des Atrio erreichten.

Hier darf wohl noch besonders darauf hingewiesen werden, dass alle die geschilderten Vorgänge zweifellos auf einer einzigen vertikalen Radialspalte erfolgten, und dass sie sich zeitlich streng in Übereinstimmung mit der Topographie ablösten, in der Form, dass zuerst die dem Schlote nähern, dann die ferner und tiefer gelegenen Öffnungen thätig wurden.

Am 8. Juni warf der Krater viel Dampf und Sand aus, und die Fortsetzung der neuen Spalte war auf dem Gipfelplateau durch weisse Fumarolen angedeutet. Aus den untern Bocchen im Atrio floss ruhig weissglühende Lava aus, die schon 75 *m* Länge erreichte, und auf ihr, namentlich aber an den Ausflussstellen, zeigte sich eine lebhafte Entwicklung von Wasserdampf, schwefliger Säure und Chlorwasserstoff.

Am 9. stiess der Gipfelkrater abwechselnd Wolken von schwarzem und weissem Dampf aus, während unter gleich stark bleibender Gasentbindung der Strom im Atrio an Ausdehnung gewann. Am 10. Juni hatte die Thätigkeit oben zugenommen, unten waren die tags zuvor ergossenen Massen schon fest geworden, und das Entweichen der Dämpfe erfolgte unter Zischen. Die Ränder des Ergusses waren nur noch 16 *m* vom Fusse des Monte Somma entfernt. Am 15. begann die Lava sich über den untern Bocchen aufzutürmen unter Bildung von Fumarolenkegeln. Am 16. brachen die schon zum Teil verfestigten Massen an verschiedenen Stellen wieder auf und lieferten neue Lavazungen, die sich im allgemeinen gegen den Monte Somma ausdehnten. Das ganze Atrio di Cavallo war überflutet und der Fuss des Sommarandes erreicht, doch schien die Temperatur des Magma etwas gesunken zu sein.

Am 21., 22. und 23. warf der Gipfelkrater Trümmersand aus, der bei dem herrschenden Südwinde auf dem Monte Somma niederfiel. Am 24. stockte die Lavaförderung, und der Strom war oberflächlich erstarrt,

bewegte sich aber unter der festen Kruste weiter. Am 1. Juli erfolgten auf der Spitze dicht hinter einander zahlreiche Auswürfe von Trümmersand, die um 19^h von einem weitern Zusammenbruche des Eruptionskegels begleitet wurden. Dabei kam der Brasilianer Dr. Silva Jardin ums Leben. Am 2. war die Lava etwas mehr nach Westen vorgeschritten und besass schon 1300 *m* Länge. Diese Ausbreitung nach West hielt an, bis am 23. Juli der Strom nach Überschreitung der Punta della Crocella sich in den Fosso della Vetrana ergoss, aber noch vor der Linie des Observatoriums Halt machte. In 21 Tagen hatte er also 850 *m* durchlaufen.

Inzwischen waren im Atrio im Zusammenhange mit den Bocchen mehrere Lavakegelchen entstanden, die teils kompakt, teils aus ausgeworfenen Schlacken zusammengesetzt und vollständig von bunten Sublimatprodukten bedeckt waren. In ihrem Innern sah man die glühende und kochende Lava. Sie befanden sich in lebhafter Solfatarenthätigkeit. Auf dem Gipfel beobachtete ich am 24. Juli zwei kleine von Nordnordwest nach Südsüdost orientierte Öffnungen, die abwechselnd dunklen Rauch und ringsumher niederfallende Trümmersande auswarfen, während die Hauptradialspalte bis auf einige Salzsäureexhalationen im untern Teile in ihrem übrigen Verlaufe keine Thätigkeit mehr zeigte. Auch oben nahmen bis bis zum 14. August sowohl der Umfang, als auch der Sandgehalt der Dampfmassen ab, die oft schon wieder rein weiss erschienen, und auch der Lavastrom, nachdem er im ganzen 2375 *m* Länge erreicht, bewegte sich auf der Westseite nicht mehr vorwärts.

Am 15. August hatte infolge abermaliger Einstürze der Krater 150 *m* Breite in seiner Nordsüd-Axe und eine Tiefe von 180 *m* erlangt, wobei jedoch die beiden Öffnungen auf seinem Boden in abwechselnder Thätigkeit blieben und reichlich weisse Dämpfe aushauchten. Dafür hatte unten im Atrio die Exhalation von Wasserdämpfen aufgehört, die Sublimations- und Zersetzungsprodukte waren trocken geworden, während die Lava ihren Lauf gegen Osten langsam wieder aufnahm und längs des Monte Somma vorschritt. Dieser Zustand dauerte bis in den Anfang November. Gegen den 10. November erreichten die nachdringenden Laven nicht mehr die Ränder des Ergusses, sondern indem zahlreiche kleine Strömchen nahe der Mitte des Ergusses hervorquollen, wuchs derselbe in die Höhe. Die Temperatur schien nicht wesentlich erniedrigt. Gegen Ost dehnte sich das Lavafeld noch hier und da etwas aus. Am 14. erschienen die Kraterwände noch mehr unterminiert; man hörte keinen starken Donner mehr, aber andauerndes dumpfes Geräusch, welches von Einstürzen herzurühren schien: weisser Dampf verhüllte das Innere, und kleine Lavafetzen wurden mit geringer Kraft zum Kraterrand emporgeschleudert. Die Südspalten des Hauptkegels entwickelten heisse trockene schweflige Säure. Die Nordspalte war ihrem ganzen Verlaufe nach durch leichte Wasserdampfausströmungen bezeichnet. Am 15. November konstatierte ich, dass die Fumarolenkegel im Atrio der nachdringenden Masse zum Opfer gefallen und unter neuem Material begraben waren. Bei der Zusammenziehung der erstarrenden Lava hatten sich Risse von 8 *m* Tiefe und 10 *m* Weite gebildet. Die grösste Dicke des Ergusses konnte man damals auf 20—25 *m* schätzen.

Von Mitte November 1891 bis Februar 1892 ereignete sich nichts Bemerkenswertes. Unaufhörlich entquollen reichliche weisse Dampfmassen dem Krater und nahmen in der Höhe die traditionelle Pinienform an, sehr selten unterbrochen durch dunkle sandgeschwängerte Rauchballen, noch seltener erreichten kleine Lavastückchen den Kraterrand. In den ersten zwei Monaten des Jahres wurden nur sehr unbedeutende Lavaströmchen im Atrio gefördert. Gegen Ende Februar vermehrten sie sich ziemlich, sich von Tag zu Tag anhäufend. Vom Februar bis Mitte April hielt sich die Thätigkeit des Vesuvs im gleichen. Um diese Zeit steigerte sich der Lavenausfluss, nahm neuerdings die Richtung gegen West, füllte die vorhandenen Risse und Spalten der vorausgegangenen Ströme aus und war

vom 5. — 10. Mai auch von Neapel aus zu sehen. Um die Mitte des Monats kehrte der Berg zum gewohnten Zustand zurück, und Anfang Juni verhielt er sich völlig ruhig.

Am 7. Juni zeigte sich sowohl im Hauptkrater als im Atrio eine Steigerung der Thätigkeit. Der Hauptkrater warf unter zahlreichen Explosionen viele Schlacken, Bomben der neuen Lava, Bruchstücke älterer, von einer Haut frischer Lava umhüllter Gesteine und grosser Bimssteine aus; gleichzeitig entstanden auf der ein Jahr vorher aufgerissenen Spalte unten im Atrio acht neue Eruptivkegel, von denen sechs aus Schlackenlava, einer aus Fladenlava aufgebaut waren. Der achte bestand aus Schlacken und Bomben, lag dem Schlot am nächsten, zeigte aber nur Gasausströmungen, keinen Lavaerguss. Am 10. Juni war alles wieder in Ruhe. Im Juli 1892 hatte der Gipfelkrater 200 *m* Tiefe erreicht und blieb in seiner Strombolithätigkeit, die Lava hatte im Osten des Atrio und unmittelbar am Fusse des Hauptkegels etwas an Terrain gewonnen, die andern kleinen Kegel waren erloschen. Bis Ende des Jahres 1892 war der Vesuv im Solfatarenzustand mit einigen unbedeutenden Rückfällen in die Strombolithätigkeit. Über die ersten Monate von 1893 berichtet Mercalli.

In der zweiten Hälfte des Oktober wuchsen auf der Spitze des neuen Lavahügels abermals einige Kegel hervor, von denen bei meinem Besuche am 27. nur noch vier übrig waren, drei in Thätigkeit und einer in Ruhe. Der am typischsten entwickelte dieser Fumarolenkegel ist mehrfach photographiert worden, er besteht unten aus Bandlava und oben aus Schlacken. Die Lava hatte bis Ende Oktober auch im Nordwesten und Nordosten den Fuss des Monte Somma erreicht und bei ihrem fortgesetzten Dickenwachstum sich an demselben aufgetürmt, ohne dass die gleichmässige Förderung abgenommen hätte. Sehr heftig waren dagegen die Erscheinungen am Hauptkrater in der Nacht vom 26. zum 27. Oktober. Der Schlackenauswurf wurde von weissen, sehr sauren Dampfwolken unterbrochen, die von lautem Knall und bisweilen heftigen Stössen im Boden begleitet wurden Kopfgrosse Blöcke und Schlacken von $^1/_2$ *cbm* flogen in die Luft, mitunter so rasch, dass man sie nur beim Herabfallen deutlich sehen konnte. Die Höhe, zu der sie aufstiegen, mag 450 *m* über der Bocca gewesen sein. Man sieht, das Bild hatte sich im Vergleich zu dem frühern Zustand wesentlich geändert. Hatten wir früher lange Zeit nur Solfatarenthätigkeit mit einzelnen Unterbrechungen durch stromboliartige Explosionen, so herrschen jetzt die letztern, und ist die erstere untergeordnet. Dies ist um so bemerkenswerter, als dieser Steigerung oben eine deutliche Schwächung der exzentrischen Erscheinungen entspricht. Denn im Dezember 1893 konstatierte ich eine unzweifelhafte Abnahme des Lavaausflusses im Atrio. Die ganze Masse gelangte zur Erstarrung, und am 4. Februar 1894 war die Eruption thatsächlich beendigt.

Augenscheinlich hatte sich in der bisherigen Ausflussspalte das Magma gestaut, die Seiten derselben waren wieder verfestigt und der diesem Ausbruch entsprechende Radialgang fertig, so dass der Lava nun der Ausweg versperrt war, und ihr nur der Raum des Hauptschlotes übrig blieb. So zog sich die Gesamtheit der vulkanischen Thätigkeit wieder auf den Gipfelkrater zurück, und es begann sofort dessen Ausfüllung. Auch fehlten von diesem Augenblicke an alle Trümmer zerstörter, den Kraterwänden angehöriger älterer Gesteine, wie Lavablöcke und Trümmersande, in den Auswürflingen. Diese bestanden nur aus neuer Lava in Form von Schlacken, Rapilli und haarförmigen Schlacken, wie sie von der Oberfläche der flüssigen Masse losgerissen werden.

Nach Beendigung der Seiteneruption erfuhr der Einsturzkrater weiter keine Veränderung mehr.

Er lag in dem 1872 entstandenen exzentrisch gegen Nordosten und war ungefähr elliptisch. Seine längere, Nord — Süd gerichtete Axe mass 185 *m* und fiel in die Ebene der neuen Spalte; seine kleinere Ost—West-

Axe hatte 160 *m* Länge, die Gestalt war die eines unten sehr weiten Bechers. Die Tiefe überstieg zuletzt 200 *m*. Die höchste Stelle des Randes lag im Osten und senkte sich gegen Süden und Südwesten. Anfangs zeigten seine Innenwände eine regelmässige Wechsellagerung von Lavabänken und losem Material, beide von vielen senkrechten oder schiefstehenden Gängen durchsetzt; später wurde durch Anlagerung von Asche das Bild verhüllt.«

Matteucci behandelt nun ausführlich die Produkte der Eruption und unterscheidet dabei die Auswurfsmassen des Kraters und die Produkte der Seiteneruption im Atrio.

»Was die erstern anbelangt, so brach bei Beginn der Eruption der damals bestehende Eruptivkegel des Gipfels in sich zusammen, so dass der 200 *m* tiefe neue Krater sich bildete. Dabei sind natürlich alle die Lavabänke und Gänge zertrümmert worden, deren Ausgehendes an den frischen Kratern später sichtbar wurde. Die Hauptmasse dieser Bruchstücke, speziell aus den tiefern, schon lange mit der Lava in Berührung befindlichen Partien des Aschenkegels dürfte eingeschmolzen und durch die Seitenöffnung als Lava ergossen sein, aber am Anfang wie am Schlusse des Ausbruches wurden feste Blöcke älterer Ströme ausgeworfen, die aber nur selten auf dem Kraterrand niederfielen. Die meisten derselben zeigten nicht einmal eine oberflächliche Schmelzung, manche staken in einer Hülle neuer Lava. Dagegen war häufig an den letztern eine Buntfärbung der Aussenseite durch Schwefel- und Chlorverbindungen zu bemerken. Das Fehlen der Hitzwirkungen beweist auf das deutlichste, dass diese Blöcke, sobald sie hinabgefallen waren, auch wieder ausgeworfen wurden, ohne längere Zeit mit dem glühenden Magma in Berührung zu bleiben.

Als Trümmersande (Sabbie frammentarie) bezeichnet Matteucci das wieder ausgeschleuderte lose ältere Material von Aschen und Rapilli, die ursprünglich zwischen den zerstörten Lavabänken lagen und natürlich wie diese gelockert wurden. Der Auswurf solcher Trümmersande pflegt stets bei Bildung eines Einsturzkraters aufzutreten und besonders bei dessen Erweiterung. Die Kraft der Explosionen bringt unter ihnen eine Sonderung nach dem Korne hervor. Die bedeutendsten Mengen wurden am 21. bis 23. Juni und am 1. Juli 1891 gefördert, an Tagen, wo sich der Abbruch der Innenwände deutlich konstatieren liess. Eine Probe dieser Sande bestand bei wechselnder Grösse und brauner bis graubrauner Farbe aus kleinen eckigen Bruchstücken und Schlackenpartikeln, von denen die erstern vorwalteten, wahrscheinlich weil durch die Rutschungen im Krater vielfaches Zerbrechen hervorgerufen war. Damit gemengt, fanden sich kleine bimssteinartige, stalaktitische oder fadenförmige Trümmer, hervorgegangen aus den umherspritzenden Tropfen der neuen Lava. Beide verschiedenen alten Teile eines solchen Sandes sind bisweilen so scharf unterschieden, dass man sie Korn für Korn zu trennen im stande wäre. Ausserdem lassen sich nachweisen: ganze oder zerbrochene Augitkrystalle, stets zersprungene Leucite, einige seltene Fragmente von Plagioklas und Olivin, Magnetit, Ilmenit,

Hämatit; Bruchstücke von dunkelgrünem oder braunem Glase und reichlichst Bröckchen von Grundmasse. In der Nähe des Kraters gesammelte Aschen waren dunkler, weil reicher an Eisenmineralien, die weiter ausgeworfenen heller, weil Leucit und Feldspat führend, eine Sonderung, die augenscheinlich in der Luft nach dem spezifischen Gewicht eingetreten ist.

Von dem eben besprochenen, nur umgelagerten ältern Material ist z. T. das neue, diesem Ausbruch angehörige deutlich unterschieden; es besteht aus Schlacken, Bomben, Lapilli und Sanden. Da der Krater in den ersten fünf Monaten nur Dämpfe ausstiess, wurde festes Gestein nicht ausgeschleudert. Erst gegen Mitte November 1891 setzte die stromboliartige Thätigkeit ein, war aber von längern Zwischenräumen unterbrochen. Die Auswürflinge vom 7. bis 10. Juni 1892 bestanden zum grössten Teile aus Schlacken und Bomben; Ende Juli wurden kleinere Stücke und sehr kleine Bomben gefördert, Ende Dezember erreichten diese kaum den Kraterrand, im April und Oktober 1893 waren die Explosionen zeitweilig wieder heftiger, aber erst nach dem Aufhören des Lavaflusses wurden sie kontinuierlich. Da die Massen beim Niederfallen noch weich sind, nehmen die grössern die Gestalt von Broten oder Fladen an, die meist mit Ausnahme der Bomben im Innern locker und blasig sind und eine wie mit Fäden überzogene Oberfläche haben.

Was die Bomben anbelangt, so verdanken dieselben nach Matteucci's Meinung ihre Festigkeit und runde Gestalt einem höhern Grade von Flüssigkeit des Magmas, da sie sonst bei ihrem kurzen Fluge durch die Luft kaum so sehr der zentrifugalen Kraft gehorchen und durch die drehende Bewegung die regelmässige Form annehmen könnten. Wahre Bomben wurden am 7. bis 10. Juni 1892 ausgeworfen. Diese Auswürflinge erreichten bis 250 *m* Höhe, fielen aber zum Teile wieder in den Krater zurück. Die auf dem Kraterrand gesammelten Stücke besassen $^1/_2$ bis 1 *cdm* Volum, waren oval, birn- oder spindelförmig, innen sehr kompakt, aussen von einer blasigen oder fadigen Hülle umgeben. Sehr selten fanden sich solche mit schlackigem Innern, welche den Übergang zu den gewöhnlichen Schlacken bildeten. Sie bestanden aus einem tiefschwarzen, zähen Leucittephrit, reich an Augit, arm an Plagioklas und ohne Olivin.

Mit dem Namen Lapilli bezeichnet man bekanntlich diejenigen Auswürflinge, welche der Grösse nach zwischen den Schlacken und Bomben einerseits, den Sanden anderseits stehen. Es ist bemerkenswert, dass älteres Auswurfsmaterial nicht in der Grösse der Lapilli auftritt; vielleicht weil Bruchstücke dieser Grösse leichter von dem flüssigen Magma aufgenommen und eingeschmolzen werden.

»Die Lapilli charakterisieren wie die Schlacken und Bomben den Aufschüttungskrater. Aber auch wenn ein Einsturzkrater entsteht, ist es nicht ausgeschlossen, dass in Perioden heftigerer Thätigkeit Lapilli in grösserer oder geringerer Menge ausgeworfen werden.

In der That begleiteten Lapilli die andern neuen Auswürflinge von dem Moment, wo der Krater sich wieder zu füllen begann, trotz der fortdauernden augenscheinlichen oder unsichtbaren Nachstürze der Kraterwände. Reichlich erschienen sie insbesondere während der Steigerung der Thätigkeit vom 7. bis 10. Juni 1892. Die grosse Entfernung vom Krater, in welcher ich eine ziemliche Anzahl derselben fand, beweist die beträchtliche strombolianische Spannung, welche während jener Tage im Krater vorhanden war. Die reichlichste Bildung der Lapilli trat aber erst ein, als die Seiteneruption aufhörte, demnach als das Kraterbecken sich auszufüllen begann.

Fadensande, Glasfäden und fadenförmige Sande wurden an den Tagen vor der Eruption ausgeworfen, hörten dann mit dem Einsturz des Kegels auf oder begleiteten die sogenannten Trümmersande in untergeordneter Menge, jedoch nur in den Zeiten, wo keine Abbrüche stattfanden. Im übrigen verhielten sie sich wie die Lapilli, von denen sie sich überhaupt nur durch die kleinen Dimensionen unterschieden, und mit denen sie durch alle Grössenübergänge verknüpft sind. Seit dem Schluss der Seiteneruption Februar 1894 wurden die Trümmersande völlig durch die Fadensande verdrängt.

Was die Produkte der Seiteneruption anbelangt, so gehörten die ersten Ergüsse der Lava mit zusammenhängender, glasiger, zum Teil glänzender Lava, der sogen. Fladenlava. Diejenigen, welche an den beiden folgenden Tagen den tiefern Öffnungen entquollen, erstarrten mit besonders schlackiger und trümmerartiger Kruste. Darauf folgten 6—7 Tage wieder ebenere oder zu den Fladenlaven gehörige Massen. Dann, vom 15. Juni 1891 bis zum Schluss, zeigte die Lava einen einheitlichen, zwischen beiden Ausbildungen stehenden Habitus, da sie zwar im allgemeinen eben oder Fladenlava, aber in jeder Richtung zerstückelt und zerbrochen war, so dass man weder die rundlichen Wülste des Stromes von 1858, noch die Schlackenhügel desjenigen von 1872, wohl aber eine Zusammenhäufung von zerbrochenen, überkippten und wie aufeinandergeschobenen Platten vor sich sieht. Diese Änderung im Habitus begann gleichzeitig mit der Anhäufung der ergossenen Massen in der Nähe der Ausflussstellen und dürfte nach Matteucci mit dem Sinken der Temperatur zusammenhängen, da die ältern, wohl heissern Zungen weit tiefer herabgestiegen waren. Die geringere Wärme veranlasste rascheres Stillstehen und Überflutung durch neue von unten her auf den Rissen nachdringende Massen. Somit hat es den Anschein, als wenn auch die Anfangswärme einen gewissen Einfluss auf die äussere Erscheinungsform der Laven verschiedener Eruptionen oder auch eines und desselben Ergusses besitzen würde. Diese Mittelstellung der neuern Lava zeigt sich auch in folgender Erscheinung. Während nämlich Fladenlaven wenig, die Schollenlaven aber sehr viel Gas ausstossen, hatten wir hier während des Fliessens auch nur schwache Gasentwicklung, dafür aber reichliche Sublimationen auf allen Spalten. Da nun ferner die Dauer der Gasentwicklung

von der Dicke des Stromes abhängt, so ist es kein Wunder, dass im Atrio di Cavallo, wo sich das Magma bis zu seiner grössten Mächtigkeit von 135 *m* übereinander getürmt hat, noch ein Jahr nach Beendigung des Ausbruches sich diese Exhalationen fortsetzen, wie sich ja auch die innere Wärme nur langsam verliert.«

Die petrographische Beschaffenheit der Laven und die Fumarolenprodukte werden von Matteucci genauer geschildert, worauf indessen hier nicht eingegangen werden kann, dagegen mögen die allgemeinen Ergebnisse, zu welchen der gelehrte Verfasser kommt, hier in der Zusammenstellung, die er ihnen schliesslich giebt, mitgeteilt werden:

1. »Sollen vulkanische Eruptionen direkt oder indirekt mit der Thätigkeit des Erdinnern zusammenhängen, so kann man ihre Beziehung zu gleichzeitigen und benachbarten Erderschütterungen nicht vernachlässigen.

2. Eine Flankeneruption ist nicht immer Folge einer Steigerung der Erdthätigkeit. Während einer solchen Eruption kann die letztere sowohl zu- als abnehmen.

3. Der Druck der Magmasäule im Vulkanschlot und die lokale Spannung der Gase können schliesslich die Wände des Vulkankegels zerreissen und neue Radialspalten hervorrufen.

4. Ohne eine heftige Steigerung der Thätigkeit und bei Verschluss des Vulkanschlotes äussert sich der innere Druck in der Ebene des geringsten Widerstandes des Vulkankegels.

5. Entsprechend frühern Beobachtungen entwickeln sich die Öffnungen längs der Radialspalte nicht gleichzeitig, sondern in bestimmter zeitlicher Folge von oben nach unten oder im Sinne des Radius von der vulkanischen Axe gegen die Peripherie. Alle Erscheinungen, die zu einer und derselben Eruption gehören, halten sich streng an die gegebene Vertikalebene.

6. Ein seitlicher Lavaausfluss hört offenbar auf, sobald die Spalte oder der Ausflusskanal sich schliesst, aber die Spalte kann oberhalb des Lavenniveaus auch nach Aufhören des Lavaausflusses offen bleiben.

7. Die Bildung eines Gesteinganges hängt, abgesehen von der Spalte, die im Vulkankegel entsteht, ab von der Art und Weise, wie sich der Einsturzkrater ausfüllt. Erfolgt die Ausfüllung durch lose Auswürflinge, so kann ein Gesteinsgang nur in den tiefsten Teilen entstehen.

8. Der Einsturz eines Kraterkegels kann einerseits die Ursache der Brüchigkeit des Kegels selbst, anderseits die Folge des Lavaausflusses sein.

9. Trümmersande charakterisieren einen Einsturzkrater, Fadensande im allgemeinen einen Aufschüttungskrater.

10. Bedeutender Steigerung der Thätigkeit kann ein nur mässiger Lavaausbruch entsprechen, während ganz bedeutende Lavamassen bei grösster Ruhe ausfliessen können. Dagegen dürfte die

Gasentwicklung mit der innern Erdthätigkeit in geradem Verhältnis stehen.

11. Mit der Vermehrung des Lavamateriales gegenüber den losen Auswurfsmassen wächst die Festigkeit eines Vulkankegels. Je häufiger an einem Vulkan die Lavaströme, je seltener die explosiven Eruptionen, desto fester wird sein Kegel. Die Höhe, die ein Vulkan zu erreichen vermag, hängt aber direkt ab von der Festigkeit seines Baues, woraus folgt, dass bei Unveränderlichkeit der letztern die Höhe nur in geringen Grenzen schwanken kann und sich nahezu gleichbleibend verhält. Das Entgegengesetzte muss eintreten, sobald durch wiederholte zentrale Ergüsse (und in der Folge Überlagerung von Strömen entsprechend den Flanken) oder durch seitliche Ausflüsse (und die daraus folgende Entstehung von Radialgängen und die Vermehrung kompakten Materiales am Fusse des Berges) die Festigkeit seines Baues zunimmt. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint die neue Lavakuppe als Ausfüllung des Atrio del cavallo mit solidem Material geeignet, die Nordflanke des Vesuvkegels zu verstärken.

12. Die Brüchigkeit der Flanken des Vesuvkegels begünstigt eine neue Seiteneruption durch Wiederaufreissen der alten Spalten, namentlich gegen S, O und N. Aber wenn nicht eine kräftige Steigerung eintritt, oder noch unbekannte Ursachen eine neue Erschütterung des Kegels hervorbringen, erscheint die Bildung eines zentralen Lavastromes wahrscheinlicher.«

Die Thätigkeit des Stromboli und die Witterung. Unter den Liparischen Inseln zwischen Sicilien und Calabrien ist Stromboli die bekannteste wegen ihres 921 *m* hohen, beständig thätigen Vulkanes. Schon in uralter Zeit galt diese Leuchte des Tyrrhenischen Meeres den Seeleuten als Wetterzeichen. Plinius erwähnt, dass die Einwohner der Insel aus dem Rauche des Vulkanes erkennen könnten, welche Winde zu erwarten sind, und Martianus Capella berichtet, dass auf der Insel Aeolus König gewesen sei, welcher aus der hervorlodernden Flamme oder ihrem Rauche den kommenden Wind erkannt habe. An diesen Berichten kann etwas Wahres sein, insofern die Rauchsäule des Vulkanes die Richtung des in der Höhe wehenden Windes bereits erkennen lässt, ehe dieser sich am Boden bemerkbar gemacht hat. Indessen galt der Stromboli später überhaupt als Wetterprophet, und Dolomieu, welcher 1781 die Liparischen Inseln bereiste, hebt hervor, dass im allgemeinen dieser Vulkan im Winter beträchtlich lebhafter sei als im Sommer und lebhafter beim Herannahen von schlechtem Wetter und Sturm als bei Windstille. Spallanzani, welcher im Oktober 1788 Stromboli besuchte, erkundigte sich bei den Bewohnern der Insel nach den Wetterregeln, die sie aus der Menge des Rauches und der Stärke des Getöses ihres Vulkanes abgeleitet hatten, und fand bei eigner Prüfung in sieben Fällen diese Regeln meist nicht bestätigt. Der bekannte Vulkanologe

Poulett Scrope war dagegen geneigt, an einen Zusammenhang zwischen der Thätigkeit des Stromboli und dem Luftdruck zu glauben, indem eine Änderung des Luftdruckes das Gleichgewicht der expansiven Kraft in und unter dem Krater stören müsse. Auch Judd hält es für zweifellos, dass bei stürmischem Wetter und besonders im Winter die Ausbrüche des Stromboli am heftigsten seien, und beruft sich dafür auf das Zeugnis der Inselbewohner. Derselben Meinung ist Mercalli, welcher den meteorologischen Vorgängen einen erheblichen Einfluss auf die Stärke der vulkanischen Thätigkeit zuschreibt. Alfred Bergert ist nun der in Rede stehenden Frage näher getreten, nachdem er 1894 längere Zeit dem geologischen Studium der äolischen Inseln gewidmet hat [1]. Er teilt zunächst seine eignen Beobachtungen über den Zusammenhang der Luftdruckschwankungen und der Thätigkeit des Stromboli mit, aus denen sich ergiebt, dass ein solcher nicht erkennbar ist. Ferner hat er alle Paroxysmen des Stromboli seit 1881 mit dem Stande des Luftdruckes verglichen und gefunden, dass bisher nichts für die Zunahme der Energie des Stromboli infolge verminderten Luftdruckes spricht, eher könne man noch eine Steigerung der Thätigkeit bei hohem Barometerstande folgern. Endlich fand er auch, dass die von Mercalli gegebenen Listen der Stromboli-Ausbrüche keine Beziehung zu den Jahreszeiten mit Sicherheit erkennen lassen. Auch eine theoretische Betrachtung führt ihn zu dem Schlusse, dass man dem Luftdruck eine irgend bemerkenswerte Rolle in dem wechselnden Schauspiel auf der Kraterterrasse des Stromboli nicht zuerkennen könne, die ihn etwa als ein höchst merkwürdiges, natürliches Barometer erscheinen lasse. Wie ist aber der Volksglaube, der in dem Stromboli einen Wetterpropheten erblickt, entstanden? Diese Frage beantwortet Dr. Bergert in überzeugender Weise. Er betont, dass die Überlieferung sich nur auf die Rauchbildung des Stromboli beziehe. Es ist, sagt er, vorzugsweise Wasserdampf, welcher als Rauchwolke dem Gipfel der Vulkane zu entschweben scheint. Streichen nun über dem Stromboli feuchte Luftmassen hin, so wird scheinbar die Menge des vom Vulkan ausgehauchten Dampfes beträchtlicher als beim Wehen trockener Winde in den höhern Luftregionen. Der Vulkan stelle auf solche Weise ein sehr empfindliches Hygroskop, zu gleicher Zeit aber auch eine Wetterfahne dar, und durch geschickte Kombination der Anzeichen, welche diese beiden von der Natur an einer der Hauptseestrassen aufgestellten Apparate bieten, möchten wohl erfahrene Schiffer seit langer Zeit richtige Witterungsprognosen gebildet haben. »Wird bei feuchter Luft«, fährt Dr. Bergert fort, »die Dampfwolke über dem Gipfel des Vulkanes dichter, so werden auch die vom Krater ausgehenden Lichterscheinungen von unten her deutlicher wahrnehmbar, was dann wohl zu der Vorstellung geführt haben mag, dass bei trübem Wetter die Ausbrüche

[1]) Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1896.

des Stromboli heftiger seien als sonst.« Die Frage, von welchen Ursachen die Eruptionen des Vulkanes nach Zahl und Heftigkeit beeinflusst werden, ist zur Zeit nicht mit Gewissheit zu beantworten. Bergert glaubt, dass Mercalli das Richtige getroffen habe, welcher die wechselnde Thätigkeit eines Vulkanes, wie des Stromboli, der Hauptsache nach Verstopfungen des Lavakanales und gewaltsamen Reinigungen desselben zuschreibt. Bergert spricht schliesslich die Hoffnung aus, es werde sich einst vielleicht auch auf der Insel des Aeolus ein Observatorium zur Beobachtung ihres Vulkanes erheben, um darzuthun, dass meteorologische Faktoren nur von unwesentlichem Einfluss auf die Kraftäusserungen der Vulkane sind.

Über die Vulkane Japans verbreitet sich E. Naumann[1]). Er erwähnt, dass der Vulkan Schirane bei Kusats, welcher drei Krater auf seinem wallartigen Andesitrücken trägt, von denen der mittlere und grösste früher mit Wasser gefüllt war, nach dem Ausbruche vom 6. August 1882 Dampfausbrüche hatte. Aus mächtigen Spalten kamen zischend und sausend Dampfstrahlen und Dampfwolken hervor, und in einigen rauchenden Tümpeln am Grunde des Kessels sprudelte es, wie wenn Wasser kocht. Am Fusse der östlichen Steilwand aber bäumte sich die Flut in riesigem Schlote, um nach jedesmaligem Aufsteigen unter wildem Gewoge und Schäumen nach allen Seiten zu stürzen. Ein Anwachsen des Geheules verkündigte stets das erneute Aufsteigen der gewaltigen Fontäne. Die Temperatur des Wassers an einem kleinen Eruptionsloch war 83.5° C. Vor dem Ausbruche von 1882 waren sämtliche Krater ruhig, damals aber wurde ein 200 *m* im Durchmesser haltender Felszylinder in die Luft geblasen, und an Stelle des ehemaligen Sees trat ein Minentrichter (Explosionskrater, Maar). Der Ausbruch lieferte weder Laven, noch Tuffe, sondern anfangs nur Steine, am 9. August entstanden vier heisse Quellen, die am 16. August versiegten, worauf Dampfausbrüche eintraten.

Quer über den ganzen japanischen Inselbogen, von SSO bis NNW, verläuft eine Furche, die Verf. als Fossa magna bezeichnet (um eine Verwechslung mit Grabenbildung zu verhindern), und auf ihr sind die zahlreichen Vulkane des Landes aufgestiegen, darunter der Fuji. Wenn man, sagt Verf., aus dieser Fossa magna sämtliche Vulkane entfernt denkt, so bleibt eine breite, transversale Depression übrig mit sehr scharfer, westlicher Bewegung, mit Scharen von Bergriesen auf der Westseite. Auf der Ostseite ist die Begrenzung etwas verworren, jedenfalls ziemlich unregelmässig, und auf dieser Seite liegen keine so grossen Höhen des alten Gebirges. Naumann sieht in der Fossa magna »die Spur einer grossen Zerreissung, einer grossen Querspalte«. Vom äussersten Südwesten bis an das Nordende von Nipon lässt sich ein Streifen krystallinischer Schiefer

[1] Petermann's Mitteil. Ergänzungsheft Nr. 108.

Nordwestliche Du[...] — [N]ansen's Route 1893–1896.

2. Deutsche Nord[...] u. Hegemann). — Route des «Fram» (ohne Nansen) 1895–1896.

Österreich.-unga[...] (Weyprecht und[...] — Nansens ursprünglich projectierte Route.

Nordöstl. Durchf[...] (Nordenskiöld).

Nansen's Durchq[...] lands 1888. — Andrées projectierte Ballonfahrt.

Nordpolfahrt der [...] nette" 1879—18[...] (De Long).

Massstab 1:30,000.000.





verfolgen, vergleichbar den Centralmassiven der Alpen, und nur durch die Fossa magna unterbrochen; diese Zone krystallinischer Schiefer hat nach Naumann's Ansicht, »eine Art Brustwehr gegen das Emporquellen heissflüssiger Massen gebildet; denn neben ihr herlaufend finden wir nach innen zu, auf der Seite des japanischen Meeres, die weit ausgedehnten Spuren massiger Emporquellungen aus den verschiedensten Zeitaltern. Das ganze Gebiet, welches die Mauer krystallinischer Schiefer und alles, was ausserhalb daran gelegen ist, umfasst, ist arm an eruptiven Quellungen. Wo sich die Anordnung der Eruptivmassen an langgestreckte Linien bindet, da sind Spalten der Erdkruste zu suchen. Eine Längsspalte begleitet unzweifelhaft das ganze japanische Gebirge.« Die Fossa magna (die Querspalte) aber ist nach Naumann jünger als diese Längsspalte, letztere muss sich schon vor der Entstehung der krystallinischen Schiefer gebildet haben und war vermutlich der erste und Hauptanlass zum Emporwachsen des ganzen Gebirges. Die ganze japanische Inselkette war nach Naumann schon gegen Schluss des paläozoischen oder zu Beginn des mesozoischen Zeitalters fertig gebildet, ragte sogar zum grossen Teile über das Meer empor, wie die Seichtmeerbildungen der Trias-, Jura- und Kreidezeit beweisen.

Dampfquellen und Schlammvulkane in S. Salvador. Eine Anzahl derselben schildert Carl Sapper [1]). Man nennt sie im Lande teils Infiernillos, teils Ausoles, und schon im 16. Jahrhundert wurden einzelne derselben beschrieben. »Die aus tiefen Erdschichten mit mehr oder minder grosser Heftigkeit hervorströmenden Gase bestehen vorzugsweise aus Wasserdampf, welchem sich wechselnde Mengen von Schwefelwasserstoff und schwefliger Säure nebst Spuren von Kohlensäure, Stickstoff und Sauerstoff beimengen. Die stark erhitzten Gase entströmen öfters unmittelbar dem Schosse der Erde aus Öffnungen von mannigfacher Gestalt und Grösse (Dampfquellen); häufig aber treffen sie auch in oberflächlichen Schichten auf Wasser, das nun in Form heisser Quellen zu Tage tritt. In diesem Wasser kondensiert sich der Wasserdampf; Schwefelwasserstoff und schweflige Säure lösen sich darin auf, und der Rest der Gase steigt in Blasen auf. Die Erhitzung des Wassers durch die heissen Dämpfe ist natürlich je nach der Dauer der Einwirkung und der ursprünglichen Temperatur der Dämpfe selbst verschieden, und wenn auch die aufsteigenden Gasblasen den Anschein hervorrufen, als ob das Wasser siede, so haben doch sowohl Dollfus und Montserrat, als auch Renson in einer Reihe von Fällen nachgewiesen, dass sich die Temperatur des Wassers manchmal weit unter dem Siedepunkt befand. Wo die heissen Quellen in thonigem Erdreich münden, enthalten sie häufig fein verteilten Thon suspendiert, der teils grau, teils durch Eisenoxyd rot oder braun gefärbt ist. Ist nur wenig

[1]) Zeitschrift der deutschen geolog. Gesellschaft. 1896. 48. p. 14—26.

Thon im Wasser suspendiert, so bleibt dasselbe dünnflüssig, so dass die Gasblasen leicht in der Flüssigkeit aufsteigen können: die Klarwasserquelle ist zur Schlammquelle geworden. Ist aber viel Thon im Wasser suspendiert, so wird die Flüssigkeit zähflüssig; es bedarf dann schon einer gewissen Spannung, bis die Gase durch die zähe Flüssigkeit hindurchbrechen können, und ferner bedarf es einer gewissen Zeit, bis die Gase diese Spannung erreicht haben; es werden daher grosse Gasblasen in mehr oder minder regelmässigen Zwischenräumen mit einer gewissen explosiven Gewalt herausbrechen, und der dabei herausgeschleuderte oder überfliessende zähe Schlamm wird die Ränder der Quelle allmählich erhöhen und kann so schliesslich vollkommene Schlammvulkane erzeugen, wie sie Dollfus und Montserrat beobachtet haben. Es kann aber auch der Fall eintreten, dass der Kanal sich verstopft, durch welchen die Gase aus dem Innern der Erde hervorquellen, und dass schliesslich erst ein gewaltsamer explosiver Durchbruch die Bahn wieder frei machen kann: in der That berichtet J. Puente von einer derartigen Eruption des Ausol von El Zapote, welche etwa 20 Jahre vor seinem Berichte (also etwa Ende der sechziger Jahre) stattgefunden haben soll. Dieser Ausol bestand ursprünglich aus einem kleinen See von etwa 20 *m* Durchmesser; nach einer heftigen Detonation aber war derselbe verschwunden, und an seine Stelle waren mehrere Schlammquellen mit Schwefelgehalt getreten. Angesichts solcher Verhältnisse ist es leicht verständlich, dass die äussere Erscheinung der Ausoles und Infiernillos rasch und gründlich sich ändern kann, insbesondere an Stellen, wo das Gestein weich und stark zersetzt ist (Thon z. B.) und die Gase und Wasser also auch leicht sich neue Wege bahnen können. Dabei bleibt aber der allgemeine Charakter gleichartig, so lange an solchen Stellen die Gasexhalationen nicht versiegen; man beobachtet Dampf- und Wasserquellen, welch' letztere häufig Schlamm führen oder auch Schlammtümpel bilden, in denen Gasblasen aufsteigen; das benachbarte Gestein ist zersetzt, die ganze Umgebung vegetationslos oder nur mit dürftigen Moosen, Gräsern oder verkrüppelten Sträuchern bewachsen; da und dort erblickt man Schwefel und Alaun als Ausblühungsprodukt, auch Krystalle von schwefelsaurem Kalk, welche durch Kugelalgen grün gefärbt sind, sowie mannigfach gefärbte Absätze der einzelnen Quellen. Das Veränderliche an den Ausoles ist also ihre äussere Erscheinung, die Anordnung der Quellen und der Grad ihrer Thätigkeit.«

Sapper beschreibt das Aussehen und die Lage einer Anzahl dieser Quellen, wegen deren auf das Original verwiesen werden muss.

6. Erdbeben.

Das argentinische Erdbeben vom 27. Oktober 1894 ist von W. Bodenbender untersucht worden[1]). Dasselbe machte sich hauptsächlich in den Provinzen S. Juan und Rioja durch bedeutende

[1]) La Plata-Rundschau. 1. Nr. 21. p. 387 ff.

Zerstörungen fühlbar. Die Stadt Rioja, auf lockerm Boden stehend, wurde fast völlig zerstört, während Jachal, auf einer von mächtigen Bergketten umgebenen Fläche stehend, fast gar nicht litt. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwelle fand sich zu nur 1.2 bis 1.3 *km*, also merkwürdig gering, wahrscheinlich infolge der lockern Beschaffenheit des Pampa-Bodens. Verf. kommt schliesslich zu folgenden Ergebnissen: »Der Erdbebenherd liegt weder in der Provinz S. Juan, noch in der Provinz Rioja, sondern im Norden derselben, nördlich des 28. Breitengrades in einer vulkanischen Region. Das Erdbeben wurde wahrscheinlich eingeleitet durch einen in grosser Tiefe gegen die feste Erdrinde ausgeführten Stoss, der in erster Linie auf die das Gebiet der Provinzen S. Juan und Rioja zahlreich durchsetzenden NS-Spalten, die Linien der schwächsten Resistenz, wirkte. Dementsprechend liegen die grössten Effekte auf den schon in frühern Erdperioden eingesunkenen NS-Schollen, erreichen in der an die Hauptkordillere grenzenden Zone ihr Maximum und nehmen in den östlichen Parallelzonen mehr und mehr ab. Die Effekte wurden in den südlichen, niedrigern, flachen Teilen der Zone gesteigert durch den Einfluss des Grundwassers, welches durch Absinken der Diluvial- und Alluvialmassen unter Bildung von Spalten an die Oberfläche gepresst wurde. Das Erdbeben ist ein tektonisches und kann als Fortsetzung früherer ähnlicher Vorgänge angesehen werden.«

Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895 wurde in seinen Wirkungen von Dr. Franz E. Suess untersucht, worüber bereits an dieser Stelle berichtet worden [1]). Seitdem hat derselbe Geologe seine Studien darüber in den Hauptzügen zum Abschluss gebracht und darüber in einer Sitzung der k. k. geologischen Reichsanstalt zu Wien berichtet [2]).

Die Isoseismen zeigen einige auffallende Erscheinungen; zunächst die exzentrische Lage des vermutlichen Epizentrums nördlich von Laibach; dasselbe erscheint innerhalb des Gebietes starker Zerstörung nach W und N verschoben. Die Intensität nimmt gegen N, quer auf das Streichen der Karawanken viel rascher ab als gegen S; demgemäss war das Beben z. B. in Triest noch bedeutend stärker als in Klagenfurt. Die Umgrenzung des Gebietes allerstärkster Zerstörung fällt nahezu genau mit dem Rande der Laibacher Ebene zusammen; ausserdem zieht eine Linie sehr starker Zerstörung genau im Streichen der tertiären Hügelkette nördlich von Laibach gegen Cilli. Auch in einiger Entfernung zeigen die Isoseismen mancherlei Unregelmässigkeiten. Am Rande des alten Gebirges und des ungarischen Tertiärgebietes tritt gewöhnlich eine Zunahme der Intensität ein; im allgemeinen scheinen die Isoseismen die Tendenz zu

[1]) Jahrbuch d. Astron. und Astrophysik. 6. p. 164.
[2]) Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1896. p. 90. Nr. 2

besitzen, sich entsprechend dem Streichen des Gebirges in die Länge zu ziehen. Nicht für alle Unregelmässigkeiten wird sich leicht eine Erklärung finden lassen; so kann Dr. Suess für eine sehr deutliche negative Bucht im NO von Graz (Gebiet des Wechsels) keine Begründung im Gebirgsbau erkennen.

Das Erdbeben von Laibach gehört zu denjenigen, welche grosse Fortpflanzungsgeschwindigkeit aufweisen. Innerhalb eines Gebietes von ca. 150 *km* Entfernung vom Epizentrum haben sich auch die langsamern zerstörenden Stösse, welche den feinen Schwingungen nachfolgen, mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 2.8 bis 3 *km* per Sekunde fortgepflanzt. Jenseits dieses Kreises ist allem Anscheine nach eine Verzögerung eingetreten, welche innerhalb eines Gürtels von ca. 100 *km* Breite angehalten haben mochte; die Geschwindigkeit hat hier weniger als 2 *km* in der Sekunde betragen. Für die grossen Entfernungen bei Potsdam und Grenoble stellt sich jedoch wieder eine grössere Geschwindigkeit von 3.5 bis 4 *km* ein. Dabei wurden die feinen longitudinalen Schwingungen, welche der Hauptstörung vorauseilen und eine bedeutend grössere Geschwindigkeit aufweisen, ausser Acht gelassen. In bezug auf diese lassen sich keine Variationen erkennen; ihre Geschwindigkeit beträgt ca. 5 *km*.

Ein Hodograph wurde aus den genauen Daten der Observatorien in Triest, Fiume, Pola, von zahlreichen Stationen in Italien, von Grenoble, Hohenheim bei Stuttgart, Potsdam und Wilhelmshaven konstruiert und ergiebt die nach der Theorie von A. Schmidt geforderte Form mit einem innern, nach oben konkaven und einem äussern, nach oben konvexen Teile; wir können wohl mit ziemlicher Sicherheit schon hieraus die grössere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellenbewegung in grössern Tiefen erkennen. Der Hodograph zeigt, namentlich was die grosse Fortpflanzungsgeschwindigkeit betrifft, grosse Ähnlichkeit mit dem Hodographen der Erdbeben von Charleston, nur ist beim Erdbeben von Laibach nach den vorliegenden Daten der Inflexionspunkt doch etwas deutlicher ausgesprochen. Versucht man, nach der Methode von A. Schmidt die Tiefe zu bestimmen, so gelangt man ebenso wie beim Erdbeben von Charleston zu enormen Tiefen; eine Überlegung in dieser Hinsicht würde ein Maximum von 200 *km* und ein Minimum von 60 *km* ergeben. Diese Resultate müssen doch einen Zweifel in die Methode wachrufen, oder es sind vielleicht die angenommenen Grundbedingungen doch nicht zutreffend.

Das mittelschlesische Erdbeben am 11. Juni 1895 wurde von Dr. R. Leonhard und Dr. W. Volz untersucht [1]). Hiernach wurde die Erschütterung in der Provinz Schlesien, in Österreichisch-Schlesien und vielleicht noch in einigen Grenzbezirken Böhmens verspürt, auf einer Fläche von mindestens 25 000 *qkm*. Die Lage

[1]) Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1896. 31. Nr. 1. p. 1—11.

des von dem Erdbeben am heftigsten betroffenen Gebietes ergab sich schon nach den ersten Nachrichten als ungefähr in den Kreisen Reichenbach, Nimptsch und Strehlen gelegen. Das Bild, welches die Isoseisten hier geben, zeigt zwei pleistoseiste Gebiete, ein grösseres östliches in der Gegend der Strehlener Berge und ein westliches kleineres am Fusse des Eulen-Gebirges südlich von Reichenbach. In beiden Gebieten entspricht der Grad der Erschütterung dem 6. der Skala. Nur in dem östlichen pleistoseisten Gebiet schliessen sich noch einige Orte zu einer Ellipse zusammen, innerhalb welcher die Wirkungen dem 7. Grad der Skala entsprechen: z. B. stürzte in Tschanschwitz (Kr. Strehlen), ein Schornstein zusammen. Sonst beschränkten sich die Wirkungen des Stosses auf geringere Beschädigungen der Gebäude. In Reichau wurden einzelne Ziegeln aus einem Schornstein gerissen, in Gollschau erhielt das sonst baulich gute Inspektorenhaus Risse bis zu 1 *cm* Weite u. s. w. Fast durchweg wurden in beiden pleistoseisten Gebieten Ziegel aus Dächern und Schornsteinen geschleudert. Fast allenthalben in denselben löste sich Putz von den Decken und Wänden; auch Risse in den Wänden waren häufig. Aus mehrern Orten, die fast sämtlich in den beiden meisterschütterten Gebieten gelegen sind, wird berichtet, dass die Bewohner eiligst die Häuser verliessen. Von Interesse ist das Versiegen eines Brunnens in Zesselwitz (Kr. Münsterberg), dessen Wasser sich erst nach einigen Tagen wieder einstellte. Zwischen den pleistoseisten Zonen liegt eine Zone schwacher Erschütterung, etwa dem 4. Grad entsprechend, um Nimptsch. Die Zahl der Beobachtungspunkte in diesem Gebiete ist etwa dieselbe, wie die des westlichen Hauptschüttergebietes, so dass kein Zweifel an der Richtigkeit dieser anfänglich befremdenden Thatsache aufkommen kann. Um dieses schwach erschütterte Gebiet und beide Schütterzentren legen sich annähernd konzentrisch, von O nach W gestreckt, die weitern Zonen mit regelmässig abnehmender Intensität. Lokale Verstärkungen kommen hin und wieder vor, erklären sich jedoch aus der verschiedenen Beschaffenheit des Untergrundes. Orte, auf sehr mächtigem Diluvium, sowie auf anstehendem Fels erbaut, wurden in geringerem Masse erschüttert, als solche, unter welchen eine dünne Diluvialbedeckung auf festem Gesteine ruht. Eine geringe Verstärkung der Wirkungen findet sich daher an den Rändern der aus dem Diluvium auftauchenden Schollen, sowie in den Senkungsfeldern von Glatz und Hirschberg. Auffallenderweise zeigen dagegen die auf mässiger Diluvialbedeckung stehenden Ortschaften Nimptsch, Gross-Ellguth, Lang-Seiffersdorf u. s. w. einen ausserordentlich niedrigen Grad der Erschütterung.

Die Art der Erschütterung wurde, je nach der Entfernung von den stärkstbetroffenen Gebieten, verschieden empfunden, in diesen mehr als Stoss, in den peripherischen Gebieten als wellenförmige Bewegung. Die Beobachtungen gewisser Thatsachen beweisen auch für die pleistoseisten Zonen den Charakter derselben als einer ver-

tikalen. In Gollschau verlaufen die Risse und Sprünge meist horizontal, in Tepliwoda wurde der Kachelaufsatz von einem Ofen abgetrennt, in Johannsthal bei Reichenbach der Pendel einer Uhr ausgehakt. Die Bewegung scheint demnach im Zentrum eine mehr sukkussorische, in den Aussenzonen eine undulatorische gewesen zu sein. Hierdurch erklären sich auch die sehr verschiedenen Angaben über die Anzahl der empfundenen Stösse. Während aus den pleistoseisten Gebieten selten mehr als eine einmalige Erschütterung berichtet wird, wurden in den peripherischen Teilen aus der wellenförmigen Bewegung bis zu zehn unmittelbar aufeinander folgende Phasen herausgefühlt. Jedenfalls aber war die Erschütterung eine einheitliche. Eine unmittelbare Wiederholung derselben fand nicht statt; auch mehrere Angaben über vorangegangene Bewegungen am Vormittag oder in der Nacht vorher widersprechen einander in den Zeitangaben.

Die Stossrichtung wird im westlichen Hauptschüttergebiete vorwiegend als SO—NW angegeben, im östlichen fast durchweg als S—N. Die letztere Angabe wird durch zwei Beobachtungen bestätigt, indem in Reichau Ziegel, in Strehlen aufgeschichtete Zigarrenkisten nach N fielen. In den peripherischen Gebieten gehen die Bewegungsrichtungen mehr radiär auseinander. Soweit die Richtungsangaben vertrauenswert erschienen, wurden sie in die Übersichtskarte mit aufgenommen.

Die Dauer der Erschütterung ist zum Teil erheblich überschätzt worden. Die Mehrzahl der Angaben schwankt zwischen 1 und 5^s. Da 45% derselben auf 2 und 3^s entfallen, so ist es wahrscheinlich, dass die Dauer der Bewegung den Zeitraum von 2 bis 3^s nicht überstiegen hat, zumal die Dauer einer Sekunde meist unterschätzt wird.

Die Feststellung des Zeitpunktes der Erschütterung begegnete grossen Schwierigkeiten. Astronomisch genaue Zeitbestimmungen liegen überhaupt nicht vor. Auch stellten sich wiederum trotz Einführung der Einheitszeit nicht unbedeutende Verschiedenheiten der Bahn-, Post-, Telegraphen- und Ortsuhren desselben Platzes heraus. Zeitbestimmungen mit Angaben von Sekunden liegen nur in geringer Zahl vor und können nur zum Teil als annähernd richtig betrachtet werden.

Die Erschütterung trat zuerst um $9^h\ 27^m$ an der Südseite der Nimptscher Gneissscholle zwischen Diersdorf und Tepliwoda auf, wo sich die Ellipsen der pleistoseisten Gebiete einander am meisten nähern. Sie verbreitete sich hierauf in diesen rasch, im westlichen Gebiete vorwiegend gegen Westen, im östlichen mehr radial, und erreichte schon um $9^h\ 29^m$ die Neisse, sowie den Glatzer Kessel und den Westrand des Eulen-Gebirges. Innerhalb des schwach erschütterten Gebietes von Nimptsch war die Fortpflanzung eine überaus langsame; die Erschütterung erreichte nach übereinstimmenden Angaben erst um $9^h\ 29\frac{1}{2}^m$ Nimptsch und Gross-Ellguth.

Nach der Peripherie hin verlangsamte sich sodann die Bewegung ausserordentlich, besonders gegen N und SO. Sie wurde in diesen Richtungen durch die mächtige Diluvialbedeckung verzögert, während sie im Gebirge gegen den Hirschberger Kessel zu verhältnismässig rascher erfolgte.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erschütterung betrug nach diesen Angaben im Maximum etwa 450 *m*, in den Aussenzonen nur 200 — 250 *m* in der Sekunde. Die Geschwindigkeit war mithin ungewöhnlich gering.

Das Schallphänomen, welches die seismische Bewegung begleitete, wird fast durchweg und in allen Gegenden als donnerartiges Rollen bezeichnet; bisweilen auch wird ein Knall oder Rasseln gemeldet. Unterschiede in der Art der Geräusche nach den einzelnen Stärkezonen können nicht festgestellt werden. Ebenso wenig lassen sich allgemeine Schlüsse über die zeitliche Aufeinanderfolge von Schall und Erschütterung, je nach der Entfernung vom Ausgangsorte der Bewegung, ziehen. Von 243 Berichten melden 89 ein Vorangehen, 39 ein Nachfolgen des Geräusches, die übrigen völlige Gleichzeitigkeit; jedenfalls wird überall die enge Verbindung von Erschütterung und Schallphänomen bezeugt. Dass die Verbreitung der Erdbebengeräusche eine sehr bedeutende war, scheint daraus hervorzugehen, dass das Geräusch ohne Erschütterung noch in Hönigern (Kr. Öls), sowie nach glaubwürdiger Meldung noch in dem 50 *km* vom äussersten Beobachtungspunkte des Erdbebens entfernten Herrnstadt (Kr. Guhrau) vernommen wurde.

Die Ursache des Erdbebens suchen die Verf. in einer Bewegung des Nimptscher Schollenkomplexes, welche an den südlichen und östlichen Bruchrändern desselben stattfand.

Die Verf. gehen schliesslich auch auf frühere Äusserungen seismischer Thätigkeit in Schlesien ein und beleuchten einige der bekannt gewordenen Erdbeben, die diese Provinz im Laufe der letzten Jahrhunderte betroffen haben. »Auf einen Einsturz ist wohl eine Erschütterung zurückgeführt worden, welche in dem an Höhlen reichen Bober-Katzbach-Gebirge am 10. Mai 1778 mittags 1^h auf einer Anhöhe in der Nähe von Tief-Hartmannsdorf (Kreis Schönau) beobachtet wurde. Die seismische Bewegung blieb trotz ihrer Heftigkeit durchaus auf diese Örtlichkeit beschränkt; sie war von starkem, donnerähnlichem Krachen begleitet und hatte einen Wirbelwind im Gefolge.

Als Einsturzbeben ist wahrscheinlich auch ein durchaus lokales Beben anzusehen, welches am 28. Februar 1835 abends 10$^1/_2$^{h} zu Karlsberg auf der Heuscheuer wahrgenommen wurde. Erschütterung und Schall dauerten nur eine Sekunde.

Manche seismische Bewegungen sind nicht rein durch Naturvorgänge spontaner Natur, vielmehr durch menschliche Eingriffe, durch die unterminierende Thätigkeit des Bergbaues hervorgerufen. Sie sind von Interesse, da sie das Bild des typischen Einsturzbebens bieten, dessen Wirkungen nicht mit denen der tektonischen vergleichbar sind.

Ein Beispiel dieser Art ist der in mehreren Etappen erfolgte Einsturz des 9 *m* mächtigen Sattelflötzes bei Königshütte. Der erste Einbruch erfolgte am 26. April 1875 und erschütterte die Häuser der genannten Stadt in solcher Stärke, dass Möbel rückten, und Mörtel von den Wänden

fiel. Die Erschütterung wiederholte sich am 8. Februar 1877. Gegen 8h abends erfolgte der erste Stoss unter donnerähnlicher Detonation; gegen 3h nachts fand eine zweite noch stärkere Erschütterung statt.

Am 13. Juni 1877 endlich stürzte die das Sattelflötz deckende Masse infolge des Zusammenbruches der stehengebliebenen Kohlenpfeiler um 6—7 *m* hinab. Die Erschütterung wurde jedoch in Königshütte wenig bemerkt.

Die weitaus grösste Zahl der Erdbeben in Schlesien gehört zur Klasse der tektonischen und Dislokationsbeben. Sie sind entweder primäre, d. h. sie nehmen ihren Ausgang unmittelbar von Brüchen der Sudeten und ihres schlesischen Vorlandes, oder sie sind sekundäre, fortgepflanzte und entstammen geologisch fremden Gebieten, aus denen sie sich in benachbarte Länder hinübererstrecken. Sie haben ihren Ursprung in Bewegungen der Karpathen, der Ost-Alpen, seltener solchen des mitteldeutschen Schollenlandes. Ihrer Entstehung nach sind diese sekundären Beben wiederum zu scheiden in solche, in welchen die Erschütterung ohne Unterbrechung fortgepflanzt wird, und in Simultanbeben.

Unter letztern verstehen die Verf. solche seismische Bewegungen, welche durch Erschütterungen in einem entfernten, tektonisch fremden Gebiete dadurch hervorgerufen werden, dass die vorhandenen Spannungen durch jene entfernte Bewegung zur Auslösung gebracht werden. Sie machen sich einmal durch ihr annähernd gleichzeitiges Auftreten kenntlich, vor allem aber durch eine auffällige Verstärkung der bis dahin nur schwach fortgepflanzten Erschütterung in entferntern Gegenden, also durch Bildung eines neuen pleistoseisten Gebietes.

Dies scheint bei einzelnen der stärkern Beben der Fall gewesen zu sein.

Wie Suess gezeigt hat, zeigen die seismischen Bewegungen der Ost-Alpen das Bestreben, sich quer zum Streichen des Gebirges weit auszubreiten. Diese Beben verschiedenen Ursprunges pflanzen sich unmittelbar nach Norden in die vorgelagerte böhmische Masse hinein fort. Die Erschütterung erreicht meist noch Iglau, häufig geht sie auch über Prag hinaus. Einzelne starke Erdbeben riefen nun in den Sudeten und ihrem schlesischen Vorlande stärkere Bewegungen hervor, ohne dass aus dem zwischenliegenden nordöstlichen Teile Böhmens stärkere Erschütterungen bekannt geworden wären. Leider kann der Beweis ihrer Eigenschaft als Simultanbeben durch Gleichzeitigkeit des Eintrittes nicht mehr klar erbracht werden, da die Zeitbestimmungen aus vergangener Zeit zu ungenau und nicht mit einander vergleichbar sind.

Das Beben von Neulengbach vom 15. September 1590, welches Suess als Transversalbeben bezeichnet hat, das heftigste, welches aus den österreichischen Alpen historisch bekannt ist, zeigte typisch die geschilderte Ausbreitung. Es reichte über Iglau mit grosser Stärke bis Prag und verbreitete sich noch über Leitmeritz nach Sachsen.

Auch in den Sudeten wurde eine zweimalige Erschütterung wahrgenommen. Der erste Stoss fand in Wien um 5h nachmittags statt; zur gleichen Stunde wird er von Lauban gemeldet, woselbst die Glocke dreimal anschlug. Ein besonders heftiger Stoss erfolgte in Nieder-Österreich nachts zwischen 12h und 1h. Um dieselbe Stunde wurde in Schlesien die zweite Erschütterung empfunden, sowohl in Lauban, wie in der Hirschberger Gegend, besonders stark in der Grafschaft Glatz, weiter noch in Breslau, wo die Wirkung schwächer war.

Deutlicher trat der Charakter des Simultanbebens gelegentlich des grossen Erdbebens vom 4. Dezember 1690 hervor, welches Villach und seine Umgebung verwüstete. Dasselbe pflanzte sich über die Mürz-Linie weiter fort über Wien, wo es den Stephansturm beschädigte, nach Böhmen hinein, bildete ein zweites Maximum bei Meissen und rief ein weiteres um Nördlingen hervor. Gleichzeitig wurden die Sudeten erschüttert; zu

Mährisch-Trübau, in der Grafschaft Glatz, sowie in der Ober-Lausitz war die Bewegung eine heftige; in ihrem weitern Verlaufe war sie noch zu Brieg und Breslau fühlbar.

Den gleichen Charakter trug das Beben vom 14. März 1837. Um $4^h 40^m$ nachmittags erfolgte zu Mürzzuschlag eine starke Erschütterung. Während nach Süden aber die Bewegung sich über Bruck a. d. Mur nur bis Graz erstreckte, wurde sie nordwärts noch über Prag hinaus bis Alt-Bunzlau wahrgenommen. Auch im Riesengebirge wurde eine Erschütterung gespürt, so zu Hirschberg nach 5^h.

Auch das letzte grosse Laibacher Erdbeben vom 15. April 1895 ist in Schlesien nicht unbemerkt geblieben.

Alle diese Bewegungen haben das gemeinsam, dass die von den Alpen ausgehenden Erschütterungswellen, ohne dass ihre Fortpflanzung durch das östliche Böhmen sich nachweisen liesse, sich in den Sudeten in ziemlich erheblichem Masse verstärken; besonders stark werden die Senkungsfelder des Hirschberger und des Glatzer Kessels von den Bewegungen betroffen.

Selten tritt der Fall ein, dass Beben, welche ihren Ausgangspunkt im mitteldeutschen Gebirgslande haben, Schlesien in Mitleidenschaft ziehen. Dies geschah z. B. bei dem grossen mitteldeutschen Erdbeben vom 6. März 1872. Dasselbe wurde in dem grössern Teile Schlesiens bis Breslau und Glogau gespürt. In diesem Falle handelt es sich jedoch um eine regelmässige Fortpflanzung der Erschütterung.

Eine weitere grosse Reihe von Erdbeben, welche Schlesien betreffen, hat ihren Ursprung in den Zentral-Karpathen, vorwiegend in den Brüchen ihrer krystallinen Zonen. Auch diese Beben greifen quer durch die Ketten der Aussenzonen weit in das tektonisch fremde Vorland der oberschlesischen Platte und der Sudeten über. Sie zeigen in ihrem Verlaufe meist längs der Sudeten eine weitere Fortpflanzung als in dem schlesischen Flachlande, in dessen Diluvialbedeckung sie rascher verlauten. Einzelne derselben verbreiten sich nicht sehr weit über den Gebirgsrand hinaus, haben jedoch das Bestreben, sich längs desselben weiter fortzupflanzen, wie die Beben vom 1. Mai 1715 und vom 22. August 1785. Andere zeigen eine bei weitem grössere Verbreitung, wobei die Ausdehnung nach Norden die gegen Süden nach Ungarn hinein beträchtlich übertrifft. Das Beben vom 5. Juni 1443, welches Schemnitz zerstörte, verbreitete sich weit in die Sudeten hinein und war noch in Breslau fühlbar. In Brieg hatte es noch solche Kraft, dass daselbst das Gewölbe der Pfarrkirche St. Niclas beschädigt wurde. Die Bewegung vom 27. Februar 1786 4^h früh hatte eine etwas geringere Stärke und Verbreitung; doch reichte dieselbe noch bis in die Grafschaft Glatz, sowie bis Frankenstein und Oppeln.

Ein weiteres karpathisches Erdbeben am 3. Dezember desselben Jahres wurde noch zu Breslau und Namslau wahrgenommen.

Am besten bekannt ist das Erdbeben vom 15. Januar 1858 geworden, welches bei Sillein im obern Waag-Thale sein Maximum hatte. Die Erschütterung verbreitete sich nach Süden, sich andauernd verschmälernd, nur bis an die Donau bei Waitzen. Nach Norden hingegen erstreckte sie sich, abgesehen von einer weiten Ausbreitung längs des Aussenrandes der Karpathen von Brünn bis Tarnow, weit nach Schlesien hinein. Der grösste Teil des schlesischen Flachlandes wurde von der Erschütterung betroffen; der nördlichste Beobachtungspunkt war hier Deutsch-Hammer nördlich von Trebnitz. Schwach oder überhaupt nicht erschüttert war hingegen auch diesmal die Bucht zwischen Oder, Zobten und Bober-Katzbach-Gebirge. Stark betroffen war wieder der Hirschberger Kessel, wie überhaupt die Fortpflanzung in den Sudeten sehr stark war. Der äusserste Punkt in denselben war Kratzau bei Reichenberg. Von hier verlief die westliche Grenze des Schüttergebietes längs des Gebirgsrandes über Geiersberg, Tatenitz und Mährisch-Trübau nach Brünn, so dass auch in diesem Falle die Erdbebenwelle die westsudetische Bruchlinie nicht überschritten zu haben scheint.

Die letzte Reihe der in Schlesien wahrgenommenen Erdbeben nimmt jedoch von den Sudeten ihren Ausgang. Bewegungen grösserer oder kleinerer Schollen, in welche das ganze Gebirge durch zahlreiche Brüche geteilt wird, bilden die Ursache zahlreicher, aber meist nicht starker Erschütterungen. Eine verhältnismässig grosse Zahl derselben betrifft ausschliesslich den südlichen Teil der Sudeten, das Mährisch-schlesische Gesenke. Dieselben sind besonders häufig in dem südlichen mährischen Teile derselben. Die des nördlichen Teiles, welche sich insbesondere in dem von der Kreideformation erfüllten Senkungsfeld des Glatzer Kessels am stärksten bemerkbar machen, nehmen ihren Ausgangspunkt wohl von den im Streichen der Zonen gelegenen SSW — NNO verlaufenden Brüchen dieses Gebietes.

Hierher gehört das Beben vom 10. Februar 1562, welches im Glatzischen Häuser zerriss, dasjenige in der Nacht des 13. Februar 1615 und ein solches zu Goldenstein am 5. September 1685. Aus neuester Zeit ist ein derartiges Beben, das vom 26. November 1878, genauer bekannt geworden. Dasselbe trat zuerst bei Schönberg auf und verbreitete sich bis Zuckmantel, Patschkau, Seitenberg, Habelschwerdt und Brand. Die Erschütterung, welche nur 2 bis 3 Sekunden dauerte, war heftig genug, um eine stehende Mühle in Gang zu setzen, Thüren aufspringen zu lassen, Uhrpendel zu stören u. dgl.

Nicht ganz selten sind lokale Erdbeben im Riesengebirge, vor allem in dem vielerschütterten Hirschberger Kessel. Aus dieser Gegend sind in neuerer Zeit mehrere Beben bekannt geworden, unter andern eines vom 31. Juli 1751 8^h abends, welches zu Hirschberg Risse in einem Thorturm hervorbrachte, und im Oktober 1799, dessen Richtung daselbst als ONO — WSW bezeichnet wurde.

In der Nacht vom 2. zum 3. Juni 1829 wurden, nachdem tags vorher das Mineralwasser zu Warmbrunn sich blau und molkig gezeigt hatte, auf der Schneekoppe drei Erdstösse gespürt.

Diese lokalen Erschütterungen scheinen mit denjenigen Brüchen in Zusammenhang zu stehen, an welchen der junge Einbruch des Hirschberger Kessels stattfand, wie mit der Aupa-Spalte. Letztere, deren Bedeutung Laube eingehend erörtert hat, und welche an der Schneekoppe bis nahe an den Granitkern des Riesengebirges vordringt, ist, wie Laube durch Erkundigungen feststellte, nicht selten der Ursprungsort kleinerer Erschütterungen; sie stellt eine Linie dar, auf welcher der Stosspunkt wandert.

Aus dem westlichen Teile des Riesengebirges ist ein Erdstoss bekannt geworden, welcher am 5. Oktober 1877 $6^1/_2{}^h$ abends zu Ober-Polaun gespürt wurde. Derselbe ist wohl auf einen der Querbrüche zurückzuführen, die Jokély neben zahlreichen Längsbrüchen am Südfusse des Gebirges nachgewiesen hat. Ausser derartig rein örtlichen, nur auf einen geringen Umkreis beschränkten Bewegungen, gehen von dem Sudeten-Gebirge bisweilen auch Erdbeben aus, welche fast ganz Schlesien erschüttern.

Leider ist auch über das starke Erdbeben vom 11. Dezember 1799 so wenig bekannt geworden, dass eine genauere Bestimmung seines Mittelpunktes unmöglich ist. Seine stärkste Wirkung zeigte sich auf einer Linie, welche Waldenburg, Landeshut und Schmiedeberg berührt, sowie zu Schönberg. Demnach wäre der Ursprung dieser Bewegung wohl in Brüchen der mittelschlesischen Karbonmulde zu suchen. Die Stossrichtung wird von Waldenburg als SSO — NNW angegeben. Schwächer äusserte sich die Erschütterung in Glatz, Schweidnitz, Friedland, Hirschberg, Liebwerda und Marklissa. Nach Osten zu war die Ausbreitung stärker, als im Gebirge gegen Böhmen, wohin sich die Bewegung »unter dem Gebirge fast gar nicht« verbreitete. Auch in diesem Falle, wie bei dem vom 11. Juni 1895, scheinen die westsudetischen Bruchlinien der Ausbreitung des Erdbebens eine Grenze gesetzt zu haben.

Ähnlich verhielt sich die Gestaltung des Schüttergebietes bei dem Erdbeben vom 31. Januar 1883. Demselben lag, wie Laube dargestellt hat, eine Bewegung an der SSO—NNW verlaufenden Stosslinie des Aupa-Thales zu grunde, deren Verlauf von Nachod über Kosteletz nach Trautenau und von hier bis an die Schneekoppe er nach Jokély's Aufnahmen eingehend darlegte. Bei dem genannten Beben, sowie bei einer schwächern Wiederholung desselben am 19. Februar desselben Jahres lag der Stosspunkt bei Trautenau. Das erstere zeigt eine Verbreitung, welche in Böhmen fast minimal ist und nicht weiter als bis Josefstadt und Königinhof geht. Erheblich war die Fortpflanzung gegen Schlesien senkrecht zur Axe durch die mittelsudetische Karbonmulde hindurch nach Mittel-Schlesien hinein. Hier erreichte die Bewegung noch Louisdorf zwischen Strehlen und Grottkau. Am stärksten war die Fortpflanzung wieder in der Längserstreckung des Gebirges; sie reichte von Tannwald am böhmischen Kamm der Grafschaft Glatz bis Reichenberg.

Eine ähnliche Gestalt des Schüttergebietes zeigt auch das oben dargestellte Erdbeben vom 11. Juni 1895, welches durch seinen Ursprungsort in den Gneissschollen des sudetischen Vorlandes sich von dem vorigen unterscheidet.«

Das Erdbeben in Mittel-Italien am 1. November 1895. Aus einem Bericht des Prof. Tacchini an die »Accademia dei Lincei« ist zu entnehmen, dass über das Erdbeben, das die Bewohner von Rom und Umgebung am Morgen des 1. November erschreckte, Nachrichten von etwa hundert verschiedenen Punkten vorliegen. Das Gebiet, in dem die Erschütterung nicht nur von den Seismographen verzeichnet, sondern auch von der Bevölkerung wahrgenommen wurde, ist danach durch folgende Orte begrenzt: Corneto-Tarquinia, Viterbo, Terni, Spoleto, Rieti, Pescarocchiano, Avezzano, Civitella Roveto, Vico del Lazio, Carpineto, Sermoneta und von da an der latinischen Meeresküste entlang bis zurük nach Corneto. Auf dieser 11 600 *qkm* umfassenden Fläche sind an 72 verschiedenen Orten Wahrnehmungen gemacht worden, aus denen hervorgeht, dass das Gebiet der grössten Stärke der Erschütterung durch die Orte Rom, Ostia und Fiumicino bezeichnet wird und einen Flächenraum von 450 *qkm* umfasst. Auf Grund verschiedener Anzeichen, Charakter und Richtung der Bewegung, Ausdehnung, Stärkegrad, nimmt Prof. Tacchini an, dass der Herd des Erdbebens dicht am Meere bei der Tibermündung oder im Meere selbst lag, und zwar in einer Tiefe von 15 *km*. Über das oben umschriebene Gebiet hinaus wurde die Erschütterung, ohne von Menschen bemerkt zu werden, von den Seismographen verzeichnet in: Ischia, Monte Giorgio bei Ascoli-Piceno, Sieno, Fucecchio (Florenz), also bis zu einer Entfernung von 200 *km* vom Zentrum.

Das südwestdeutsche Erdbeben am 22. Januar 1896 ist von Prof. Gerland in Strassburg genauer untersucht worden[1]). Hiernach erstreckte sich das Schüttergebiet von Ulm bis Epinal und Plombières und von Lausanne und Clarens am Genfer See bis nach Schwäbisch-Hall, umfasste also eine Fläche von ungefähr 40000 *qkm*. Prof. Gerland macht darauf aufmerksam, dass diese Grenze im W

[1]) Beiträge zur Geo-Physik. 2.

den Bruchlinien des Granitmassivs der Vogesen folgt, und dass die Bewegung nördlich am Nordrande der Zaberner Bucht endigte, im S setzte das ältere Tertiärgestein, welches die Westalpen ummantelt, der Erschütterung die Grenze, während die Linie von Ulm über Biberach zum Bodensee schon oft Grenzlinie ziemlich weitgehender Erschütterungen gewesen ist. Schwarzwald und Vogesen wurden bis an die angegebenen Nordgrenzen gleichzeitig und gleichmässig über ihre ganze ostwestliche Ausdehnung erschüttert, was in dieser Art dort noch nicht beobachtet worden, während der Jura fast vollständig immun blieb. Das Erdbeben trat in der Nacht ein, und zwar gab das Seismometer zu Basel als Zeitpunkt eines horizontalen Stosses $12^h\ 46^m\ 16^s$ MEZ. an. Aus sonstigen Zeitangaben ist nur so viel als sicher abzuleiten, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Bebens eine sehr grosse (mehrere Kilometer in der Sekunde) und die Lage des Herdes eine sehr tiefe gewesen sein muss. Geräusche wurden namentlich in der Zone grösster Schütterstärke vernommen und als Schlag, Knall, Krach oder dumpfes Rollen bezeichnet. Die Bewegung selbst ist als plötzlicher Stoss aufzufassen, der in Strassburg und Stuttgart wahrscheinlich vertikal war. Auf den Hauptstoss folgten wahrscheinlich einige viel schwächere Stösse. Prof. Gerland kommt zu dem Schlusse, dass am 22. Januar 1896 ein sehr tiefliegender Teil der Erdrinde, aus ältestem Urgesteine bestehend und durch die oben genannten Bruchlinien begrenzt, aber nicht erreicht, durch die Grenzspalten der Rheinebene heftig erschüttert worden ist. Diese Erschütterungen kamen zu stande nicht durch Bewegungen höher liegender Schollen, sondern stammten aus dem Erdinnern. Die eigentliche Ursache war nach Prof. Gerland's Meinung dieses Mal eine explosionsartige Bewegung oder Thätigkeit derjenigen Teile des Erdinnern, welche sich an die feste Erdrinde unmittelbar anschliessen. Diese Bewegung trat unter der Zone stärkster Erschütterung ein und kann eine ziemlich ausgedehnte, muss eine sehr heftige gewesen sein. Diese wichtige Schlussfolgerung behält sich Prof. Gerland vor, später ausführlicher zu begründen. Schliesslich bemerkt er noch, dass manche Menschen während der seismischen Bewegung das Gefühl des Schwindels überkam oder eine ähnliche unerklärliche, aber sehr unangenehme Empfindung. Auch Lichterscheinungen wollen mehrere Beobachter während des Erdbebens wahrgenommen haben, was Gerland wenigstens nicht für unmöglich hält, indem infolge der Bewegung Sumpfgase ausgetreten und am Sauerstoff der Luft rasch verlodert sein könnten.

Das grosse Erd- und Seebeben in Japan am 15. Juni 1896 schilderte Prof. Rein in einem Vortrage in der geographischen Sektion der 68. Versammlung deutscher Naturforscher zu Frankfurt (1896). Er selbst hatte dieses Gebiet im Herbst 1874 bereist, und zwar von der Sendaibucht an nordwärts. Diese Bucht teilt die ganze Ostküste der grossen Insel in zwei fast gleich lange, aber in ihrem geolo-

gischen Aufbau und in ihrer Gestaltung durchaus verschiedene Hälften. Die südliche Strecke bis zum Eingang in die Bucht von Yedo besteht aus jungen Bildungen, teilweise sogar aus Schwemmland, ist einförmig, flach und ohne Häfen. Auf der nördlichen Hälfte wurden die Küstenumrisse durch ein altes Schiefergebirge und die Eingriffe des Meeres bestimmt, wenigstens auf der Strecke von 39° 15′ bis 40° 30′ N.

Die Küste dieser Strecke, der Schauplatz der Verwüstung am 15. Juni, ist stark gegliedert mit zahlreichen schönen Buchten, den Mündungsstellen eben so vieler Flüsschen. Sie werden durch flachrückige, lange Bergzüge von einander getrennt, die 3 bis 400 *m* hoch, meist unbewaldet, sich gegen das Meer senken und hier in steilen, wenn auch nicht hohen Klippen abfallen. Diese Bergreihen sind Ausläufer eines Meridiangebirges, das in der Halbinsel Koshika und der Insel Kinkwasan auf der Ostseite der Bucht von Sendai endet, gegen N aber sich bis Hachinohe unter $40^1/_2{}^0$ erstreckt, demnach etwa 250 *km* lang ist. Die viel gegliederte Küste macht zwischen diesen Endpunkten einen konvexen Bogen.

Zu dem Ereignis selbst übergehend, bemerkt Prof. Rein folgendes: Der Tag verlief zunächst wie jeder andere; nichts deutete eine atmosphärische Störung an. In Shizukawa fiel nachmittags 3^h der tiefe Stand der Ebbe auf, und als der Abend kam, nahm man hier, wie an vielen andern Orten, mehrere leichte Erderschütterungen wahr, die in Japan jedoch häufig vorkommen und deshalb nicht beunruhigen. Bald darauf, gegen 8^h 20^m, hörte man im O ein dumpfes Brausen, das immer näher rückte und an Stärke zunahm, endlich wie Geschützfeuer klang, und nunmehr brachen rasch hintereinander drei ungeheuere Wellen in die Buchten herein, 6, 9 und 15 *m* hoch, und vernichteten innerhalb weniger Minuten 27000 Menschenleben und 12000 Gebäude. Kamaishi wurde fast vollständig zerstört, von seinen 6000 Bewohnern verloren 4985 ihr Leben. 19 im Hafen liegende Schiffe fand man später mehr oder weniger beschädigt, zum Teil zertrümmert, auf dem Lande liegend. Ein Schooner von mehr als 200 Tonnen war 450 *m* weit auf ein Weizenfeld geschleudert worden, ohne wesentlichen Schaden zu leiden. Die ganze Nacht hindurch bäumte sich und schäumte die wilderregte See an den Klippen so hoch und gewaltig auf, dass Fischer, die auswärts ihrem Berufe obgelegen hatten, die Küste nicht wahrnehmen konnten. Andere, die noch weiter in See gegangen waren, sahen eine von O kommende Meeresanschwellung, die wie eine gewaltige Dünung unter ihnen herging, ohne sie zu schädigen, dann aber nahe der Küste zerriss und hier sich wild auftürmte.

Nach Prof. Rein war die ganze Erscheinung ein Seebeben, das auf Meeresgrund östlich der Linie Kamaishi-Shizukawa etwa unter 142° östlich von Greenwich und etwa 39° nördlicher Breite stattfand. Von besonderem Interesse sind seine Mitteilungen über die Aufzeichnungen selbstregistrierender Flutmesser, insbesondere des-

jenigen zu Ayukawa am südlichen Ende der Halbinsel Oshika. Schliesslich erwähnt er die Nachwirkung dieses Seebebens an fernen Gestaden des Stillen Ozeans, bei Rarotonga, Hawai und Oregon und giebt die daraus von ihm berechneten Wege, Geschwindigkeiten und Meerestiefen an.

Beziehungen zwischen dem Bodenrelief und Erdbeben. Eine statistische Untersuchung über das Auftreten von Erdbeben, die 98 868 Beobachtungen umfasst und sich über 6789 Erschütterungszentren an 353 mehr oder weniger unstetigen Gegenden der Erdoberfläche erstreckt, hat F. de Montessus de Ballore zu einer Reihe von Gesetzmässigkeiten über das Verhältnis der Erdbeben zum Bodenrelief geführt [1]). Die Erläuterungen und Belege, welche zur Begründung der einzelnen Sätze angeführt werden, lassen sich auszugsweise nicht wiedergeben; hier können nur die Gesetze selbst aufgezählt werden. Sie lassen sich zunächst in folgenden allgemeinen Satz zusammenfassen:

Die seismisch unbeständigen Regionen begleiten die grossen Runzelungslinien der Erdrinde, d. h. ihre hauptsächlichsten Reliefzüge über und unter dem Wasser. In einer Gruppe nebeneinander liegender seismischer Gebiete sind diejenigen die unbeständigsten, welche die stärksten Reliefunterschiede darbieten.

Im speziellen lauten die gefundenen Gesetzmässigkeiten wie folgt:

1. Die Gebirgsländer sind weniger stabil als die Länder der Ebenen.

2. Die schnell sich vertiefenden Meeresküsten, besonders wenn sie eine bedeutende Kette umsäumen, sind unbeständig, und die Küsten der wenig tiefen Meere sind stabil, besonders wenn sie ein flaches Land umgeben.

3. Die kurze und steile Seite einer Gebirgskette ist am wenigsten stabil.

4. Der kurze und nichtstabile Abhang einer Kette wird besonders in seinen steilsten Partien erschüttert.

5. Der steilste Abhang eines Thales ist der am wenigsten stabile desselben.

6. Der äussere Winkel, in dem sich zwei Ketten treffen, ist weniger stabil als der innere Winkel, der kleiner ist als 90°.

7. Der Abhang einer Hauptkette, welcher von einem bedeutenden Ausläufer getroffen wird, ist weniger stabil als der dem Vorgebirge entgegengesetzte Abhang.

8. Die Massive sind weniger stabil an ihren Abhängen wie im Innern.

9. Plötzliche Änderungen der Neigung sind der Nichtstabilität günstig.

---

[1]) Archives des sciences physiques et naturelles. 1895. **36.** p. 113.

10. Die mittlern Teile der Thäler sind oft weniger stabil als die höhern Teile und gewöhnlich unstabiler als die untern Teile.

11. Die schmalen gebirgigen Halbinseln sind unbeständig.

12. Die flachen Landengen, d. h. die in einer Depression des Terrains gelegenen, sind nicht stabil.

13. Die schmalen Engpässe sind häufig der Sitz von Erdbebenerscheinungen, welche hier ihr Epizentrum haben.

14. Die Gebiete hoher Erdbebenhäufigkeit fallen nur ausnahmsweise zusammen mit denen, welche sehr aktive Vulkane aufweisen. Mit andern Worten, die seismischen und die vulkanischen Erscheinungen sind von einander unabhängig.

Die bisherigen Methoden zur Bestimmung der unterirdischen Lage von Erdbebenherden hat Dr. G. Maass kritisch beleuchtet[1]). Nachdem man sich früher lediglich auf ungefähre Angaben der Richtung und Intensität der Erderschütterungen beschränkt hatte, wurde die erste auf wissenschaftlicher Grundlage beruhende Methode der Bestimmung eines Erdbebenherdes im Jahre 1847 von dem englischen Physiker Hopkins vorgeschlagen[2]). Hopkins stellte zuerst die Gesetze der Ausbreitung von Erdbebenstrahlen im Erdkörper fest, die für alle spätern Untersuchungen massgebend blieben. Er nahm an, dass sich die Erschütterungen von einem Punkte aus nach allen Seiten hin gleichmässig in geradlinigen Bahnen ausbreiten, dass also die Flächen gleicher Bewegungsphase konzentrische Kugeln bilden. Diese werden von der Erdoberfläche in um das Epizentrum konzentrischen Kreisen geschnitten, und zwar rücken diese Horizontal-Homoseisten mit zunehmender Entfernung vom Epizentrum immer näher aneinander. Die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit nimmt also vom Epizentrum aus in der Weise ab, dass sie sich der wahren Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenstrahlen immer mehr nähert. Um ein Erdbebenzentrum zu bestimmen, hätte man nur nötig, auf mehrern Horizontal-Homoseisten je drei Punkte festzulegen. Das Epizentrum würde man dann auf einer Karte leicht ermitteln können, wenn man die Beobachtungspunkte einer Homoseiste durch gerade Linien mit einander verbindet und in den Halbierungspunkten dieser Verbindungslinien Lote auf denselben errichtet, die sich im Mittelpunkte des Homoseistenkreises, also im Oberflächenmittelpunkte des Erdbebens, schneiden müssen. Senkrecht unter diesem muss sich nun der Erdbebenherd befinden. Durch genaue Ausmessung der Abstände mehrerer Horizontal-Homoseisten kann man nun die Abnahme der Oberflächengeschwindigkeit ermitteln und erhält so Zahlenwerte, um auf Grund der mathematischen Gleichung einer Hyperbel den Schnitt-

[1]) Potonié's Wochenschrift. 1896. 1.

[2]) Report of the meeting of the British Association for the advancement of science. London 1847. p. 83.

punkt der Asymptoten, den Erdbebenherd zu berechnen. Hopkins gab auch Verbesserungen für seine Formeln an, um die durch die geologischen Verhältnisse des Untergrundes hervorgerufenen Ablenkungen der Erdbebenstrahlen in Rechnung ziehen zu können. Um demnach die wirkliche Lage eines Erdbebenherdes nach dieser Methode bestimmen zu können, ist es also nötig, allein für die Ermittelung des Epizentrums, drei völlig übereinstimmende Zeitangaben und ausserdem noch genaue Zeiten mehrerer Homoseisten zu besitzen; ausserdem wäre aber die genaue Kenntniss der geologischen Verhältnisse des Bodens bis zur Tiefe des Herdes erforderlich. Diese Bedingungen sind aber zu schwer zu erfüllen, und infolge dessen ist diese Methode der Herdbestimmung bisher noch niemals angewendet worden.

Die von R. Mallet (1862) angegebene Methode stützt sich auf die Untersuchung der durch Erdstösse im Mauerwerk veranlassten Risse und Spalten, allein die Voraussetzungen, von denen er ausgeht, treffen in der Wirklichkeit niemals zu, während umgekehrt wohl die meisten Erschütterungen durch die gleichzeitige Bewegung einer grössern Erdscholle hervorgerufen werden. Auch hat Fr. Wähner gezeigt, dass das Auftreten und der Verlauf der Mauerrisse ganz unabhängig von der eigentlichen Stossrichtung ist. Eine zweite, gleichfalls von Mallet angegebene Methode stützt sich auf die Beobachtung umgefallener und fortgeschleuderter Gegenstände. An einem umgestürzten, vorher frei stehenden Körper kann man zunächst die Richtung bestimmen, in der die Bewegung den Körper traf, indem dieser stets in der vertikalen Ebene der Bewegung und, da er nur infolge seiner Trägheit umgestürzt wurde, der Bewegung entgegen liegen wird.

Auch diese Methode ist in den meisten Fällen nicht anwendbar, weil eben die Erdbeben zumeist nicht einfache Stösse sind, sondern länger andauernde und in Intensität und Richtung sich ändernde Bewegungen. Hierfür liefert R. Falb ein sehr lehrreiches Beispiel im Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873, welches S. Günther (Lehrbuch der Geophysik I. p. 390) unbegreiflicher Weise als Beweis für die Anwendbarkeit der Methode anspricht.

In seinem Werke: »Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872« schlug K. v. Seebach eine Methode der Herdbestimmung vor, die das von Hopkins vorgeschlagene Prinzip der Verwertung von Zeitangaben wieder aufnahm. Die Beobachtungszeiten müssen zunächst, um mit einander verglichen werden zu können, auf eine beliebig zu wählende Normalzeit — etwa mittlere Berliner Zeit — reduziert werden. Aus den so reduzierten Zeiten soll nun zunächst das Epizentrum bestimmt werden. Diese Aufgabe ist sehr einfach gelöst, wenn drei oder mehr Orte gleiche oder zwei oder mehr Paare von Orten unter einander gleiche Zeiten ergeben. Man braucht dann nur auf einer Karte die Orte gleichzeitiger Erschütterung geradlinig zu verbinden und in den Halbierungspunkten dieser Ver-

bindungslinien Lote auf denselben zu errichten, um im Schnittpunkt dieser das Epizentrum zu finden. Sind indessen keine einfachen rationellen Methoden der Bestimmung anwendbar, so wird man am kürzesten durch Probieren zum Ziele kommen, indem man aus der Gesamtheit aller Beobachtungen eine erste rohe Annäherung an den Oberflächenmittelpunkt versucht. Von dem so gewählten Punkte zieht man Radien nach einigen besonders zuverlässigen Beobachtungsorten und bestimmt aus ihnen die konstant angenommene scheinbare Oberflächengeschwindigkeit, die sich höchst wahrscheinlich auf den einzelnen Radien verschieden ergeben wird. Man nimmt nunmehr das Mittel der gefundenen Oberflächengeschwindigkeiten und sucht nun rückwärts ein neues Epizentrum, von dem aus man dann wieder ähnlich verfahren kann, bis endlich der Oberflächenmittelpunkt mit der wünschenswerten Genauigkeit gefunden ist. Den Herd des Erdbebens kann man dann ebenfalls rein mechanisch ermitteln.

Von den Bedenken gegen diese Methode ist die von v. Lasaulx angeführte Schwierigkeit nicht zu beseitigen: »Das Medium des Erdbodens ist ein zu ungleiches, um die genaue Konstanz der Fortpflanzungsgeschwindigkeit zu gewährleisten, und endlich ist die Form des Erdbebenherdes stets mehr oder weniger von einem Punkte oder Kreise abweichend.« Die hierdurch hervorgerufenen Abweichungen sind viel zu bedeutend, als dass sie sich, »wenn nur den Zeitangaben Zuverlässigkeit zuerkannt werden könnte, aus der Konstruktion und Betrachtung von selbst ergeben« und eliminieren liessen.

Die Schwierigkeiten der Mallet'schen und v. Seebach'schen Methoden glaubte R. Falb umgehen zu können, indem er eine Methode vorschlug, in der nur das Epizentrum und die Fortpflanzungsgeschwindigkeit zur Verwendung kommen unter Benutzung der mit den Erderschütterungen verbundenen Schallphänomene. Es wird dabei vorausgesetzt, dass Schallerscheinung und Erschütterung die gleiche Ursache haben und im Erdbebenherde gleichzeitig eintreten.

»Trotz ihrer Einfachheit«, sagt Maas, »lassen sich aber gegen die Anwendbarkeit dieser Methode mehrere schwerwiegende Bedenken erheben. Zunächst führt dieselbe wiederum den Emersionswinkel ein, welcher, wie wir noch zeigen werden, für unsern Zweck durchaus ungeeignet ist. Aber dieser Emersionswinkel wird hier auch noch auf Grund ganz willkürlicher Prämissen berechnet. Eine solche Prämisse ist die Einführung des Schallphänomens, dessen Fortpflanzungsgeschwindigkeit konstant und der der Erschütterung proportional angenommen wird. Die Schallphänomene gehen zwar den Stössen öfter voran, als dass sie ihnen folgen, wodurch andere Fälle natürlich nicht ausgeschlossen sind. In Mallet's Katalog finden sich 423 Angaben über Geräusche; von diesen gingen 100 den Stössen voran, 307 fielen mit ihnen zusammen oder begleiteten sie, neun folgten ihnen, zwei gingen voran und begleiteten die Stösse, zwei begleiteten und folgten und drei gingen voraus, begleiteten und folgten. Ähnliche Resultate erhielt Davison aus seiner nach

Meldungen aus 64 Orten angefertigten Statistik über das Erdbeben von Invernes am 15. November 1890. Für die Mehrzahl der Fälle wäre also die Falb'sche Methode nicht anwendbar. Weiter hat sich öfters gezeigt, dass die Ausdehnung des Schallgebietes unabhängig ist von der des erschütterten Gebietes, so dass die extremsten Fälle vorkommen können: Geräusch ohne Erschütterung und Erschütterung ohne Geräusch. Ebenso sind häufig beide Gebiete nicht konzentrisch; vielmehr liegt der Ausgangspunkt des Schallphänomens der Oberfläche näher als der der Erschütterungen, eine Erscheinung, die wohl darauf zurückzuführen ist, dass die Geräusche hervorgebracht werden von den kleinsten Vibrationen, die vorzugsweise von den obern und seitlichen Rändern der den Erdbebenherd bildenden Gleitfläche herkommen. Die Falb'sche Methode ist also ebenfalls zur Ermittelung eines Erdbebenherdes durchaus ungeeignet.

Eine neue, auf ganz anderer Grundlage beruhende Methode der Herdbestimmung schlugen C. E. Dutton und E. Hayden bei ihren Untersuchungen über das Erdbeben von Charleston am 31. August 1886 vor, indem sie von der durchaus richtigen Annahme ausgingen, dass der Impuls des Erdbebens eine Energie ist, die als elastische Welle durch den Erdkörper fortgeleitet wird, und deren Fortpflanzung und Intensitätsänderung den allgemeinen Gesetzen der Wellenbewegung unterliegen. Diese Methode hat den grossen Nachteil, dass sie nur anwendbar ist bei Erdbeben, welche in einem möglichst ebenen und homogenen Terrain stattfinden, da jede Reflexion einer Erdbebenwelle und jede Interferenz mehrerer die Bestimmung der Intensität illusorisch machen würde. Ausserdem aber liegt auch ihr ein prinzipieller Fehler zu grunde.

Dieser Fehler ist, wie Maas hervorhebt, die Nichtberücksichtigung des Hauptgesetzes der Wellenbewegung, welches hier gilt, nämlich: die Fortpflanzungsgeschwindigkeit einer Wellenbewegung ist in dem gleichen Medium stets die gleiche; in verschiedenen Medien dagegen ist sie direkt proportional der Quadratwurzel aus dem Elastizitätsmodulus und umgekehrt proportional der Quadratwurzel aus der Dichte. »Dieses Hauptgesetz der Wellenbewegung ist nun bei allen bisher auseinandergesetzten Methoden der Herdbestimmung, ja bei allen Untersuchungen über die Ausbreitung von Erderschütterungen ausser Acht gelassen worden, es ist dies der prinzipielle Fehler, der allen Methoden der Herdbestimmung anhaftet, der ihre Resultate illusorisch macht.«

»Für die theoretische Untersuchung«, fährt Dr. Maas fort, »ist es natürlich der Einfachheit wegen geboten, eine aus dem gleichen Material bestehende Erde, etwa eine Erde aus Glas oder Stahl, anzunehmen, trotzdem die thatsächlichen Verhältnisse von einem derartigen Idealkörper weit entfernt sind. Aber selbst unter dieser Voraussetzung darf man niemals von einer homogenen Erde reden. Schon infolge der Schwere und des durch sie hervorgerufenen Druckes ändert sich mit zunehmender Tiefe sowohl der Elastizitäts-

modulus als auch die Dichte; beide werden noch weiter verändert infolge der Wärmezunahme nach dem Innern der Erde. In welcher Weise diese Veränderungen aber vor sich gehen, ob der Elastizitätsmodulus schneller wächst als die Dichte, oder ob das Gegenteil stattfindet oder endlich, ob beide Faktoren in gleichem Verhältnisse anwachsen, darüber wissen wir nichts. Es ist hier der Spekulation völlig freier Spielraum gegeben, und es ist nun die Aufgabe der Untersuchung, die Theorie den thatsächlichen Erscheinungen möglichst anzupassen. Die eine Annahme, dass Dichte und Elastizitätsmodulus mit der Tiefe in gleichem Verhältnisse zunehmen, können wir für die Erde ganz vernachlässigen, da nicht einmal die Schallstrahlen in der Luft sich geradlinig fortpflanzen, wenn sie in Luftschichten von verschiedener Temperatur gelangen, während sie allerdings in gleichmässig erwärmten Luftschichten, in denen nach dem Mariotte'schen Gesetze stets Dichte und Elastizitätsmodulus einander proportional sind, ihre geradlinige Richtung beibehalten. Die starren Mineralien folgen aber dem Mariotte'schen Gesetze nicht; für sie fällt jeder Grund der Geradlinigkeit der Strahlen fort. Für uns bleiben somit nur noch die beiden Annahmen, dass die Erdbebenstrahlen nach unten konvex oder konkav sind, und wir müssen nun untersuchen, welche dieser Annahmen den thatsächlichen Verhältnissen am besten entspricht.

Auf diese Frage ging theoretisch zuerst A. Schmidt ein, indem er nachzuweisen suchte, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen mit der Tiefe zunimmt, dass also die Erdbebenstrahlen nach unten konvex sind[1]). Er stützte sich dabei auf die schon mehrmals gemachte Beobachtung, dass in Bergwerken die Erschütterungen weniger stark sind als an der Erdoberfläche. Er sagt darüber: »Was sich mit dem Erdbeben fortpflanzt, ist Energie, ist Arbeit. Arbeit aber ist Produkt aus Kraft und Weg, je grösser der eine Faktor, um so kleiner ist der andere, je grösser der Druck wird, unter welchem des Gestein steht, um so kleinere Exkursionen machen die schwingenden Punkte, um so weniger können aufliegende Körper mitbewegt werden. Ferner muss der veränderten Schwingungsart in der Tiefe eine veränderte Fortpflanzungsgeschwindigkeit entsprechen, daraus folgt ein zweiter Grund der verminderten Vernehmlichkeit.« Weiter stützt sich Schmidt auf die bei Experimenten erzielten Resultate über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Erderschütterungen und auf die entsprechenden Beobachtungen bei Erdbeben. Was zunächst die letztern Beobachtungen betrifft, so giebt darüber die nachstehende Tabelle einige Angaben.

---

[1]) A. Schmidt, Wellenbewegung und Erdbeben. Ein Beitrag zur Dynamik der Erdbeben. Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg 1888. p. 248—270.

Erdbeben	Oberflächengeschwindigkeit
Rheinisches, 29. Oktober 1846 . . .	0.568 *km* in der Sekunde
Neapel, 16. Dezember 1857	0.260 » » » »
Sillein, 15. Juni 1858	0.206 » » » »
Mitteldeutsches, 6. März 1872 . . .	0.742 » » » »
Herzogenrath, 22. Oktober 1873 . . .	0.360 » » » »
Herzogenrath, 24 Juni 1877	0.475 » » » »
Westdeutsches, 26. August 1878 . .	0.302 » » » »
Andalusien, 25. Dezember 1884 . . .	1.5—1.6 » » » »
Charleston, 31. August 1886	2.5 » » » »
Japan, 22. März 1894	5.270—3.1 » » » »
Lokris, 27. April 1894	2.0—3.2 » » » »
Merida-Ecuador, 28. April 1894 . .	3.1—7.9 » » » »
Konstantinopel, 10. Juli 1894	3.0—3.7 » » » »

Dabei ist zu beachten, dass die viel grössern Werte der Oberflächengeschwindigkeit bei den neuern Erdbeben durchaus nicht auf genauere Beobachtungen zurückzuführen sind. Jedoch ist zu berücksichtigen, dass sich die Untersuchungen bei den ältern Erdbeben nur auf das eigentliche Schüttergebiet beschränkten, während es sich bei den neuern ausschliesslich um Beobachtungen in sehr grosser Entfernung vom Epizentrum handelt. So wurde das andalusische Erdbeben in Greenwich und Bremen, das von Charleston in Washington und New-York, das japanische in Berlin, Rom, Grenoble, das lokrische in Strassburg und Birmingham, das von Merida-Ecuador in Charkow und in Nikolajew und das von Konstantinopel in Paris, Utrecht, Wilhelmshafen wahrgenommen. Hieraus ergiebt sich nun mit vollster Klarheit, dass die Oberflächengeschwindigkeit in der Nähe des Epizentrums gering, in grosser Entfernung aber sehr bedeutend ist.

Diese Beobachtungsthatsache widerspricht nun durchaus den Ergebnissen, welche Mallet, Milne, Abbot, Fouqué und Michel Lévy bei ihren experimentellen Untersuchungen erhielten. Hierbei fanden sie nämlich: 1) Je heftiger der erste Stoss ist, um so grösser ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit, und 2) die Fortpflanzungsgeschwindigkeit nimmt mit der Entfernung ab. Der erste Satz steht scheinbar in direktem Widerspruch zu dem oben angeführten Gesetz der Wellenbewegung, dass nämlich im gleichen Medium die Fortpflanzungsgeschwindigkeit einer Welle konstant ist unabhängig von der Intensität. Die Geltung dieses Gesetzes geht aus folgender Betrachtung hervor. Hinge die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von der Intensität ab, so müssten bei der Musik die lauten Töne, beispielsweise einer Trompete, zuerst das Ohr erreichen und dann erst je nach ihrer Stärke die übrigen Töne. Dem ist aber nicht so. Und doch kann der von den genannten Forschern aufgestellte Satz nicht als auf Beobachtungsfehlern beruhend angesehen werden. An der Richtigkeit der zweiten Beobachtung lässt sich vorläufig nicht zweifeln.

Auf Grund dieser Thatsachen: geringer Betrag und Abnahme der Oberflächengeschwindigkeit in geringer Entfernung vom Epizentrum, grosser Betrag derselben bei grossen Axialabständen und Abnahme der Intensität mit der Tiefe, der eine Zunahme der wahren Fortpflanzungsgeschwindigkeit entspricht, kommt A. Schmidt nun zu folgenden Vorstellungen über die Ausbreitung von Erdbeben. Da die Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit der Tiefe wächst, so werden die Flächen gleicher Bewegungsphase nicht, wie Hopkins und seine Nachfolger annahmen, konzentrische, sondern exzentrische Flächen, die wir der Einfachheit wegen einmal kugelförmig annehmen wollen. Die Erdbebenstrahlen werden nach unten konvexe Kurven. Die Oberflächenintensität hängt dann ab von der Dichte der auf ein Flächenelement treffenden Strahlen und nimmt vom Epizentrum aus ab. Diese Vorstellung entspricht den Anforderungen der Veränderung der Oberflächengeschwindigkeit. Zum Beweise errichte man in den Schnittpunkten der Homoseistenkreise mit der Erdoberfläche Lote, und trage auf diesen in einem beliebigen aber gleichen Massstabe die zugehörigen Zeiten ab; dann entsteht, wenn man die so erhaltenen Punkte durch einen stetigen Zug verbindet, eine Kurve, welche die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit darstellt. Diese Kurve, eine Konchoide, lässt aus ihrer im einzelnen Punkte grössern oder geringern Steigung unmittelbar die scheinbare Oberflächengeschwindigkeit im darunter liegenden Punkte der Erdoberfläche erkennen. Je steiler die Kurve ist, um so geringer ist die Oberflächengeschwindigkeit. Wo die Kurve horizontal verläuft, ist die Oberflächengeschwindigkeit unendlich gross; wo sie nach unten konkav ist, nimmt die Oberflächengeschwindigkeit nach aussen zu, wo sie konvex ist, ab. Wir sehen nun, dass unsere Konchoide im Epizentrum horizontal und nach unten konvex ist, sie nähert sich dann schnell der geradlinigen Richtung mit stärkster Steigung, um in einem Wendepunkt aus der konvexen in die konkave Biegung überzugehen, mit welcher sie, unter Annäherung an die Horizontale, ins Unendliche verläuft. Hieraus ergiebt sich, dass die Oberflächengeschwindigkeit vom Epizentrum aus, wo sie unendlich gross ist, nach aussen erst bis zu einem bestimmten Grenzwert abnimmt, um dann wieder anwachsend unendlich gross zu werden. Die Wendepunkte der Konchoide, welche dem der Wellengeschwindigkeit im Erdbebenherde gleichen Grenzwert der abnehmenden Oberflächengeschwindigkeit entsprechen, liegen senkrecht über den Punkten, in denen die den Erdbebenherd horizontal verlassenden Strahlen die Erdoberfläche treffen. Die Gestalt der Konchoide ist im hohen Grade abhängig von der Tiefe des Erdbebenherdes, indem sich mit zunehmender Tiefe die Wendepunkte von einander entfernen. Für die Herdtiefe Null verschwindet der konvexe Teil der Kurve, also auch das innere Schüttergebiet, in welchem die Oberflächengeschwindigkeit abnimmt. Dies kann nun zur Erklärung der auffallenden Resultate bei den Untersuchungen über die Ausbreitung von Erd-

erschütterungen dienen. Bei einer von einem Punkte der Erdoberfläche ausgehenden Erschütterung nimmt, entgegen dem Hopkins'schen Prinzip, die Oberflächengeschwindigkeit zu. Von der Intensität der Erschütterung hängt das Verbreitungsgebiet unmittelbar ab; damit wachsen die der Messung zu Gebote stehenden Entfernungen und hierdurch auch die erhaltenen Mittelwerte.

Da die Gestalt der Konchoide von der Tiefe des Erdbebenherdes unmittelbar abhängig ist, so kann man umgekehrt auch aus ihrer Gestalt wieder einen Schluss auf die relative Tiefe des Herdes ziehen. Es gehören dazu eine Anzahl möglichst genauer Zeitbestimmungen, die ebenso vermerkt werden, wie bei der v. Seebach'schen Methode.

Auf Grund dieser neuen Methode hat nun A. Schmidt für einige der genauer untersuchten ältern Erdbeben eine neue Berechnung der Herdtiefe vorgenommen und ist dabei zu folgenden, durchaus abweichenden und kaum jemals vermuteten Resultaten gelangt, die für die Erdbebenforschung von weitgehender Bedeutung sind.

Erdbeben	Herdtiefe	
	alte Bestimmung	neue Bestimmung
Mitteldeutsches 1872	17.956 *km*	35— 70 *km*
Herzogenrath 1873	11.130 »	0— 3 »
Charleston 1886	19 00 »	107—119 »

Später wies A. Schmidt noch nach, dass bei der grossen Ausbreitung der Erdbeben auch die v. Seebach'sche Hyperbel zur Konchoide werden müsste [1]), da man nun nicht mehr die Krümmung der Erde vernachlässigen dürfe. »Also auch die Zweiteilung eines jeden Erdbebengebietes in einen innern und äussern Bezirk, den innern mit einer vom Zentrum an abnehmenden, den äussern mit zunehmender Oberflächengeschwindigkeit steht unbedingt als Schema für jedes Erdbeben fest.«

Dr. Maas kritisiert nun eingehend die Voraussetzungen, auf denen sich die Schmidt'sche Methode aufbaut, und kommt zu dem Ergebnis, »dass dabei zur Bestimmung nur angenäherter Grenzwerte eine grosse Anzahl höchst langwieriger und verwickelter Untersuchungen der Beobachtungszeiten, der geologischen Verhältnisse des Schüttergebietes, der Richtung der Stossstrahlen, Schichtflächen, Gänge und Spalten und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit von Erschütterungen unter Berücksichtigung aller dieser Bodenverhältnisse, notwendig sind, welche die Ausführbarkeit der Bestimmung in hohem Grade beeinträchtigen. Ausserdem aber wird das Ergebnis der

[1]) A. Schmidt. Untersuchungen über zwei neuere Erdbeben, das Schweizerische, vom 7. Januar 1889, und das Nordamerikanische vom 31. August 1886. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1890. p. 227.)

ganzen mühevollen Untersuchung durchaus problematisch gemacht durch die in den meisten Fällen bestehende Unmöglichkeit, die Gestalt und Richtung des Erdbebenherdes auch nur einigermassen zu bestimmen. Wir müssen deshalb als Endergebnis unserer Untersuchung den Satz hinstellen: Die Tiefe eines Erdbebenherdes auch nur annähernd zu bestimmen, ist in den weitaus meisten Fällen unmöglich, und sind daher alle auf die bisherigen derartigen Ergebnisse gegründeten Folgerungen haltlos.«

Dieser wichtigen Schlussfolgerung des Verf. wird jeder beipflichten, der die Bedeutung seiner Kritik genügend würdigt.

Mikroseismische Beobachtungen in Siena und Padua hat G. Vicentini angestellt und diskutiert[1]). Die Beobachtungen erstrecken sich über die Jahre 1894 und 1895, doch sind hauptsächlich die letztern wertvoll, wegen der dabei angewandten verbesserten Apparate. Es zeigten sich in den aufgezeichneten Kurven die bereits von anderer Seite bekannten störenden Einflüsse, ausserdem anomale Bewegungen, für welche keine äussere Veranlassung nachweisbar ist, wohl aber entfernte Erdbeben. Oft haben die Apparate in Siena und in Padua schwache, lokale Stösse aufgezeichnet, deren Charakteristik darin besteht, dass während der ganzen Periode der seismischen Bewegungen der Boden merkliche Neigungen aufweist. Erst zeigen sich vor allem schnelle Vibrationen, welche die Pendelschwingungen verdecken, die später deutlich werden und erkennen lassen, dass sie um einen Nullpunkt erfolgen, der sich stetig verändert, d. h. der Boden erleidet eine Neigung, die durch ein Maximum geht und dann mehr oder weniger langsam verschwindet. Es scheint, dass einer solchen ersten Bewegung noch kleinere von demselben Charakter folgen, die aber wegen der Schwäche des Erdbebens zu wenig ausgesprochen sind. Verf. beschreibt als Beispiel ein solches Beben und giebt die Kurve der entsprechenden Bodenneigungen, aus welcher hervorgeht, dass in den ersten 10 Sekunden die Neigung eine langsame war, in den 12 folgenden Sekunden wuchs sie schnell, und in weitern 10 Sekunden ging sie ebenso schnell zurück, aber sie erreichte ihre Anfangsstellung erst nach weitern kleinen Oscillationen, von denen jede etwa 20 Sekunden dauerte.

Die Form der Zeichnungen des Mikroseismographen ändert sich mit dem Abstande von dem Epizentrum eines Erdbebens. Je entfernter dieses, desto länger ist die erste Periode der Bodenschwingung. Die kleinen, andauernden Vibrationen bringen das Pendel viel früher in leichte Schwankungen, als die Wellen, die es stark schwingen lassen, dasselbe erreichen. Wenn im Epizentrum der Stoss einfach stark gewesen, so geht dieses erste Stadium der Bodenneigung nur um kurze Zeit (eine Minute) der folgenden Periode der grossen Pendel-

[1]) Atti R. Accad. di scienze in Padova 1896. N. S. 12. p. 89.

schwankungen voraus, die sehr verschiedene Maxima annehmen, plötzlich auftreten und von Oscillationen gefolgt sind, die eine Tendenz haben, schnell aufzuhören; der zweiten folgt noch endlich eine dritte Periode, die charakterisiert ist durch kleine, unregelmässige Oscillationen, die viel langsamer sind als die Pendelschwingungen. Die Pendelschwingungen der zweiten und dritten Periode erfolgen um einen kontinuierlich sich ändernden Nullpunkt des Pendels, »wie wenn während der seismischen Bewegung sich durch den Boden lange Wellen fortpflanzten von mindestens 20 Sekunden Dauer«. Aus der Dauer der ersten und dritten Periode kann man über die Intensität und die Entfernung des von einem Diagramm aufgezeichneten Bebens eine Vorstellung gewinnen.

Sehr interessant sind die Zeichnungen, die man von sehr heftigen Erdbeben erhält, deren Zentren in enormen Entfernungen gelegen sind. In ihnen findet Verf. die verschiedenen Bewegungsarten, welche die Erdrinde während eines Stosses ausführt, unter der sehr günstigen Bedingung registriert, dass sie von einander getrennt sind. Man sieht aus den bald zu publizierenden Zeichnungen, dass zuerst Schwingungen aufgezeichnet sind von heftigen Verschiebungen, ähnlich denen, die durch Stösse oder von kleinen Pendelschwingungen hervorgerufen werden. Hernach werden die Linien unregelmässig und sind von sehr ausgedehnten Sinuositäten begleitet, auf denen plötzliche Verschiebungen, aber von geringer Amplitude, gezeichnet sind. Allmählich werden die Striche wieder regelmässig und sind von Sinuslinien gefolgt, welche andeuten, dass der Boden eine langsame und sehr regelmässige Oscillation mit einer Periode von 30 Sekunden angenommen. Die Gesamtdauer dieser Bewegungen kann zwischen 1 und 2 Stunden etwa schwanken.

Zur Erklärung der so charakteristischen Zeichnungen nimmt Verf. an, dass bei dem Akte der Unterbrechung des labilen Gleichgewichtes der Erdrinde an einem bestimmten Punkte, einer Unterbrechung, die ein sehr starkes Erdbeben hervorruft, ringsherum sich mit grosser Geschwindigkeit Schwingungen fortpflanzen (longitudinale Schwingungen von kurzer Dauer), und dass gleichzeitig infolge der augenblicklichen Niveauänderung im Epizentrum sich wegen der Elastizität der Rinde sehr ausgedehnte, transversale Wellen von kleinerer Geschwindigkeit fortpflanzen. In diesen sehr langsamen Wellen, welche zum Mikroseismographen lange nach der Schwingungsperiode ankommen, kann man nach Vicentini die Bestätigung der Änderungen des Bodenniveaus finden, die er bei den lokalen Erdbeben beobachtet hat, und seines kontinuierlichen Schwankens, welches aus den kompliziertern Diagrammen sich ergiebt, die durch starke Erdbeben nicht ferner Epizentren hervorgebracht werden.

Horizontalpendel-Beobachtungen zu Charkow. Seit dem 4. August 1893 sind in Charkow in einem besonders dazu eingerichteten Keller des Universitätsgebäudes zwei v. Rebeur'sche

Horizontalpendel aufgestellt, die bis zum 12. Oktober 1894 beobachtet wurden. Prof. G. Lewitzky hat die Aufzeichnungen untersucht und darüber berichtet[1]). Es ergab sich, dass zufällige Störungen durch den Strassenverkehr ohne Einfluss sind, dass dagegen die Einwirkungen des Windes sehr sicher konstatiert werden und in den allermeisten Fällen mit den durch Erdbeben hervorgerufenen Pendelbewegungen nicht verwechselt werden können. Rätselhaften Ursprunges ist dagegen eine eigentümliche Form der Pendelbewegung, die scharfe wellenförmige Kurven lieferte, wie solche anderwärts noch nicht beobachtet wurden. Wirkliche seismische Störungen sind in Charkow unerwartet zahlreich beobachtet worden.

»In den allermeisten Fällen sind diese Störungen so eigentümlich, dass trotz der Mannigfaltigkeit ihrer Formen keine Verwechselung mit andern Störungsarten möglich ist. Eine ganz allgemeine Eigenschaft aller Erdbebenstörungen der Pendel besteht darin, dass die Schwingungen der Pendel dabei immer sehr nahezu symmetrisch gegen die Mittellinie der Kurve verlaufen, sofern anderweitige Einwirkungen, wie Wind oder Luftdruckänderungen, ausgeschlossen sind. Da aber kleine, durch plötzliche Windstösse verursachte Störungen auch oft symmetrisch sind, so ist es nicht immer möglich, solche Störungen von den kleinen Erdbebenstörungen mit Sicherheit zu unterscheiden.

Ihrer Figur und Dauer nach sind die in Rede stehenden Störungen, welche wir kurzweg Erdbeben nennen können, ausserordentlich verschieden, und für ihre Klassifikation haben wir vorläufig keine sichern Kennzeichen. Dr. v. Rebeur-Paschwitz unterscheidet in seiner Abhandlung: »Das Horizontalpendel und seine Anwendung u. s. w.« einige Klassen seismischer Störungen. Unter teilweiser Beibehaltung dieser Klassifikation kann man vielleicht folgende drei Arten von Erdbebenstörungen unterscheiden:

1. Störungen, welche durch einen einzigen oder durch mehrere, aber in sehr kurzen Zeitintervallen aufeinander folgende Erdstösse entstehen und daher mit jenen Störungen, welche durch das Anziehen der Fussschrauben des Apparates oder durch die Wirkung mit dem Gebläse auf das Pendel hervorgerufen werden, sehr ähnlich sind.

2. Mehrfach zusammengesetzte Störungen, welche durch mehrere, manchmal einige Stunden lang dauernde Stösse verschiedener Intensität verursacht werden. Die Störungen dieser zweiten Klasse sind je nach der Stärke des Erdbebens und der Richtung der Erdwellenbewegung gegen die Pendelebene sehr verschieden. Die photographische Figur dieser Störungen ist weiter von der Schwingungsphase des Pendels abhängig, in welcher das letztere, durch einen vorangehenden Stoss schon in Schwingungszustand gebracht, vom folgenden Stosse getroffen wird. Infolge dieser letztern Ursache werden die Figuren einer und derselben komplizierten Erdbebenstörung oft nicht nur für die an verschiedenen Orten, sondern auch für die auf einem und demselben Pfeiler aufgestellten Pendel einander sehr unähnlich.

3. Die dritte Klasse der Erdbebenstörungen unterscheiden wir wieder nur der Figur der Störung auf dem Photogramm nach. Die Figuren der Störungen der ersten zwei Klassen bestehen aus zur Richtung der Kurve nahezu senkrechten Spuren der Pendelschwingungen. Die Konturen solcher Figuren erscheinen schwärzer als die Mitte, und die Verteilung der

[1]) Ergebnisse der auf der Charkower Universitäts-Sternwarte mit den von Rebeur'schen Horizontalpendeln angestellten Beobachtungen. Charkow 1896.

Schattierungen ist in bezug auf die Mittellinie der Kurve symmetrisch. In einigen wenigen Fällen, welche ich in diese dritte Klasse abtrenne, und dabei ausschliesslich für schwache Störungen, ist aber die Schattierung sehr unsymmetrisch, so dass die ganze Störung gewiss nicht aus zur Mittellinie der Kurve senkrechten Schwingungen besteht. Es scheint, dass solche Störungen sich aus kurzperiodischen Oscillationen des Pendels und schwachen Schwingungen des letztern zusammensetzen.

Wie schon bemerkt, kann ein und dasselbe Erdbeben für zwei in verschiedenen Richtungen aufgestellte Pendel verschiedenen Klassen angehören. Durch Verteilung der Erdbebenstörungen in drei Klassen charakterisieren wir folglich nur verschiedene Bewegungsarten des Pendels, welche für ein und dasselbe Erdbeben auch gleichzeitig auftreten können.

Die allermeisten Erdbebenstörungen gehören der ersten Klasse an. Trotz der grossen Mannigfaltigkeit dieser Erscheinungen besitzen sie eine gemeinsame Eigenschaft: nämlich, die Schwingungsamplitude des Pendels bei jedem einzelnen Stosse erreicht ihr Maximum nicht plötzlich, am Anfange der Störung, sondern allmählich, nach einem für verschiedene Stösse verschiedenen Zeitintervall. Meistenteils liegt das Maximum der Schwingungsamplitude näher zu dem Anfange als zu dem Ende des Stosses. Jeder solcher Stoss besteht also aus einer Serie dicht zusammengedrängter Niveauänderungen (Stösse) mit sehr rasch anwachsender und etwas langsamer fallender Amplitude. Je stärker der Stoss ist, desto schneller wachsen die Schwingungsamplituden, doch auch bei den stärksten Stössen wird das Maximum der Schwingungsamplitude erst nach einer gewissen Zeit erreicht. So z. B. während des stärksten von allen bis zum 11. Okt. 1894 in Charkow beobachteten Erdbebens, desjenigen vom 22. März 1894, brechen beide Kurven ganz scharf ab; jedoch zeigen schwache, auf dem Photogramme mit Mühe sichtbare Spuren, dass die Schwingungsamplitude des Pendels noch danach im Wachsen begriffen war. Für das schwächere Erdbeben in Konstantinopel (10. Juli 1894) sieht man solche Spuren nicht, aber, wie es scheint, nur infolge dessen, dass das photographische Bild nicht genügend entwickelt ist.

Die Figuren der Pendelstörungen erster Klasse scheinen auf zwei verschiedene Arten ihnen entsprechender Erdbeben hinzudeuten. Die Störungsfiguren erster Art bestehen aus Stössen sehr verschiedener Amplitude und kurzer Dauer. Die Breite der Störungsfigur ist in diesem Falle sehr veränderlich, mit stark ausgeprägten und rasch nach einander folgenden Maxima und Minima. Manchmal erfolgt auch während des stärksten Erdbebens ein momentaner Stillstand des Pendels, welches gleich darauf wieder bedeutende Schwingungsamplituden erreicht. Überhaupt hat die ganze Erscheinung einen besonders unruhigen, sozusagen stürmischen Charakter.

Die Störungsfiguren zweiter Art bestehen dagegen aus Stössen mit sehr langsam und stetig sich ändernden Schwingungsamplituden. Dieselben wachsen und fallen namentlich ganz allmählich und behalten längere Zeit fast dieselbe Grösse. Die Erscheinung verläuft ruhig, ohne Sprünge. Wie es scheint, haben alle sehr starken Erdbeben jenen zuerst erwähnten stürmischen Verlauf. Erdbeben mittlerer Stärke sind aber oft sehr ruhig. Manchmal zeichnete sich eine ganze Serie von Erdbeben durch eine derartige Ruhe aus, wie z. B. die griechischen Erdbeben im April und Mai 1894.

Es ist aber doch nicht möglich, aus der besprochenen Verschiedenheit der Störungsfiguren der Pendelbewegungen einen Rückschluss auf Verschiedenheiten in den Eigenschaften der Erdbeben selbst zu machen. Nicht selten kommt es nämlich vor, dass ein zuerst stürmisches Erdbeben sich dann weiter in ein ruhiges verwandelt, oder noch öfter ein und dasselbe Erdbeben für beide Pendel verschiedenen Charakter hat. Dabei ist es gewöhnlich, dass die stärkere Störung eines Pendels auch zugleich ruhig und die schwächere Störung des zweiten Pendels stürmisch ist.

Es ist wenig wahrscheinlich, dass solche grossartige Naturerscheinungen, wie Erdbeben, der Wirkung momentaner oder nur kurz vor dem Beginne der Erscheinung ins Spiel kommender Kräfte zuzuschreiben sind. Vielmehr kann man erwarten, dass jene Prozesse, deren Folge eine zeitweilige Stabilitätsstörung der Erdrinde, ein Erdbeben ist, welcher Natur diese Prozesse auch sein mögen, während eines mehr oder weniger langen Zeitraumes vor dem Erdbeben selbst sich auch durch sehr schwache Erdbewegungen, wie etwa Zittern, Oscillationen u. dergl., offenbaren müssen. Die ziemlich grosse Empfindlichkeit der Charkower Pendel und auch die Feinheit der photographischen Kurven rechtfertigen das Bestreben, solche dem Erdbeben vorangehende Erscheinungen zu suchen. Im voraus muss man erwarten, dass die fraglichen Erscheinungen, welche sogar in nächster Nähe der Erdbebenzentra nur mikroseismisch sind, in Charkow, welches wenigstens tausend Kilometer von allen von starken Erdbeben heimgesuchten Gegenden entfernt ist, äusserst schwach und kaum merklich sein müssen. Es könnten also in dieser Beziehung nur jene Erdbeben untersucht werden, welche während Windstille oder bei schwachem Winde stattgefunden haben, weil sonst die Kurven so unruhig und so breit sind, dass infolge dessen nicht nur schwache Pendelstörungen, sondern sogar kleine Erdbeben, wie schon erwähnt, leicht übersehen werden können. Auch war es nötig, alle jene Störungen, welche bald nach dem Papierwechsel, resp. nach der Cylinderverschiebung vorkommen, auszuschliessen, weil die Pendel immer dabei unruhig werden, besonders wenn der Pendelraum betreten wird. Von allen hier betrachteten Erdbebenstörungen sind nur etwa 60 nicht von den oben erwähnten, auf bekannte Ursachen sicher reduzierbaren Pendelbewegungen begleitet. Ein Teil dieser letztern Störungen (18 Erdbeben) ist vor dem 26. September 1893 bei einer weniger empfindlichen Einstellung der Pendel, beobachtet worden. Doch ist dieser Mangel durch die ausserordentliche Feinheit der Kurven am Anfange der Beobachtungsperiode und durch eine grosse Ruhe der Atmosphäre teilweise kompensiert. Sechs von den während Windstille beobachteten Erdbebenstörungen waren viel zu schwach, um bei ihnen die dem Erdbeben vorangehenden Pendelbewegungen bemerken zu können. Den übrig bleibenden 54 Erdbebenstörungen gehen einige mit ihnen, wie es scheint, im Zusammenhange stehende Erscheinungen voraus.

Es sind erstens solche Erscheinungen, welche mit Sicherheit für Vorboten einer bald einzutretenden Erdbebenstörung gehalten werden können, da sie mit der letztern entweder eine ununterbrochene oder nur durch kurze Ruhepausen des Pendels unterbrochene Reihe bilden. Diese Erscheinungen kommen bei sehr vielen, vielleicht bei den meisten Erdbeben vor und bestehen aus kurzen schwachen Stössen und Brüchen der Kurve (plötzlichen Niveauänderungen), auch aus schwachen Schwingungen und Vibrationen. Gewöhnlich erscheinen diese »Vorboten« etwa 6—30^{m} vor dem Erdbeben, manchmal aber dauern sie über eine, selten über zwei Stunden lang. In diesem letztern Falle sind es meistenteils schwache, mit einem schwachen Stoss oder einer plötzlichen Ausbuchtung (Hacken) der Kurve beginnende Schwingungen, welche, in Vibrationen übergehend, nur kurz vor dem Erdbeben aufhören.

Zweitens sind bei den meisten hier betrachteten Erdbeben (45 Fälle) noch solche Erscheinungen beobachtet worden, deren inniger Zusammenhang mit der Erdbebenstörung nicht sicher, sondern nur wahrscheinlich ist. Diese Erscheinungen bestehen auch aus kleinen Ausbuchtungen, Brüchen und schwachen Stössen, gefolgt von Vibrationen oder schwachen Schwingungen, wobei solche Erscheinungen meistens schon mehrere Stunden vor dem Erdbeben auftreten und nicht selten von dem letztern durch grosse Intervalle der Pendelruhe getrennt sind.

Je stärker das Erdbeben ist, desto früher und intensiver treten gewöhnlich die betrachteten Erscheinungen, gewissermassen als Warnungs-

zeichen, hervor. Schwache Erdbeben werden in dieser Weise meistens 1.3—3 Stunden, mittlere 3—5 und starke 5—9 Stunden im voraus angekündigt. Vor starken und sehr starken Erdbeben (wie das Konstantinopeler Erdbeben) erscheinen ähnliche kleine Pendelstörungen mehrmals.

Wie schon bemerkt, ist der Zusammenhang solcher Störungen mit den Erdbeben aus den benutzten Beobachtungen nicht mit Sicherheit zu beweisen. Ja, das Bestehen dieses Zusammenhanges erscheint schon aus dem Grunde fraglich, weil kleine Ausbuchtungen der Kurven mit Vibrationen und schwachen Schwingungen manchmal auch selbständig erscheinen, ohne von einem Erdbeben begleitet zu sein.

Doch ist es jedenfalls auffallend, dass immer (einige besondere Fälle ausgenommen), wenn das Erdbeben bei Windstille eintritt, es innerhalb eines Zeitraumes von höchstens neun Stunden durch einen oder mehrere kleine Stösse, Ausbuchtungen u. s. w. angekündigt wird. Es scheint, als ob diese letztern Erscheinungen der Wirkung des ersten, aber noch schwachen Anpralles jener Kräfte, welche bald eine starke Erderschütterung hervorrufen müssen, zuzuschreiben sind. Wenn solche kleine Störungen überhaupt seismischen Ursprunges sind, was ziemlich wahrscheinlich erscheint, so ist ihr Auftreten ohne Erdbeben als Folge der vielleicht nimmer ruhenden und nur von Zeit zu Zeit sich durch Erdbeben offenbarenden Prozesse in der Erdrinde anzuerkennen.«

Die Bewegungen des Horizontalpendels und die Aberration der Lotlinie. Prof. A. Schmidt macht[1]) darauf aufmerksam, dass die aus den Horizontalpendelbeobachtungen von Dr. Rebeur-Paschwitz abgeleiteten[2]) grossen Beträge für die Höhe der Erdbebenwelle in festem Boden in Wirklichkeit nicht vorhanden sind. Es handle sich in diesem Falle nur um scheinbare Ablenkungen der Lotlinie, um Aberrationen, nicht aber um wirkliche Ablenkungen, wie bei den Störungen der Lotlinie durch Massenanziehungen. Prof. A. Schmidt entwickelt die richtige Gleichung zur Berechnung der Grösse der Hebung und Senkung des Terrains, wenn die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen die Periode der Schwingungen und der Ablenkungswinkel gegeben sind, und findet dann statt 19.4 *cm* nur 0.65 *mm* für die von Rebeur-Paschwitz in einem bestimmten Falle berechnete Hebung und Senkung des Terrains. Dies stimmt mit den Beobachtungen in Japan überein, wo unter 119 Fällen von Erdbeben nur einmal die vertikale Amplitude 0.18 *mm* und die horizontale 1.2 *mm* überschritten. Überhaupt zeigen die Seismometerbeobachtungen, dass die ermittelte vertikale Amplitude der Bodenbewegung sich meist nicht grösser ergab als die horizontale.

»Da das Horizontalpendel«, sagt Prof. Schmidt, »hauptsächlich nur die Horizontalkomponente der Bodenbewegung verzeichnet, so wäre es von grosser Wichtigkeit, in ähnlicher Weise eine optisch photographische Registrierung der Vertikalkomponente zu erhalten durch einen Apparat, der gegen die Horizontalbewegung unempfindlich ist. Ein solcher gegen Änderungen des Betrages der Schwerebeschleunigung sehr empfindlicher Apparat, der vertikal gerichtete

[1]) Gerland, Beiträge zur Geophysik. 3. p. 1 ff.
[2]) Petermann's Mitteil. 1895. Heft 1 u. 2.

Beschleunigungen des Bodens durch Winkelausschläge eines gedrehten Spiegels anzeigen muss, ist das Bifilarmagnetometer. Sein gegen die Drehaxe symmetrischer Bau emanzipiert die Spiegelrichtung vom Einfluss horizontaler Bodenbewegungen. Das ist der Vorzug, welcher auch die Bifilarwage, sowie die Torsionswage gegenüber dem Horizontalpendel für den Gebrauch bei Bestimmung der Gravitationskonstante auszeichnet, dass sie nicht, wie dieses, den Störungen durch die nimmer ruhenden mikroseismischen Bewegungen des Bodens ausgesetzt sind. Aber das Bifilarmagnetometer ist eben damit ein zweideutiger Apparat, dessen Ausschläge geradeso gut die Folgen von Schwankungen der Horizontalintensität des Erdmagnetismus, als von vertikalen Beschleunigungen des Bodens sein können. Man sollte daher sowohl diesem Apparate als auch dem Horizontalpendel einen dritten Apparat, eine Bifilarvorrichtung beigeben, bei welcher die Richtkraft des Erdmagnetismus irgendwie durch eine den Wagbalken ablenkende elastische Kraft, etwa die einer elastischen Drahtspirale oder die Torsion eines Quarzfadens ersetzt würde. Die Empfindlichkeit würde wesentlich gesteigert, wenn man dem drehbaren Körper nicht die Gestalt eines horizontalen, sondern die eines vertikalen Stabes erteilte mit kleinstem Trägheitsmoment. Erst so liesse sich der Lösung der Frage mit Sicherheit entgegensehen, ob die Erdbeben von Störungen des Erdmagnetismus begleitet sind oder nicht.«

Die von Prof. Milne in Japan an einem Horizontalpendel (dem Tromometer) beobachteten[1]) Ausschläge bei Erdpulsationen sowohl als auch die an feinen, zweiarmigen Wagen vorkommenden Schwankungen, welche Prof. Milne bei Erdpulsationen beobachtet hat, schreibt Prof. Schmidt wesentlich der Aberration der Lotlinie infolge von horizontalen Bodenbewegungen als Ursache zu. Wenn wir auch, sagt er, der Anschauung, dass die Pulsationen in Wellen der Erdkruste bestehen, die der Brandung des Ozeans nicht unähnlich seien, nicht widersprechen wollen, so verzichten wir doch darauf, Böschung und Höhe dieser Wellen aus den Horizontalpendelausschlägen zu bestimmen.

Über die Ursache der in den letztvergangenen Jahren zu Eisleben eingetretenen Bodenbewegungen verbreitet sich eingehend Otto Lenz[2]) und kommt zu folgenden Ergebnissen:

»Die Bodenbewegungen, welche die Schädigungen zu Eisleben zur Folge hatten, sind ausser auf zufällig beteiligte, oberflächliche, lokale Umstände und Verhältnisse auf eine aus grösserer Tiefe wirkende gemeinsame Ursache zurückzuführen.

Diese hat sich in Erderschütterungen geäussert, deren Folgeerscheinungen die Erdspalten, die Zusammenrüttelungen oberflächlicher Ablagerungen, sowie die Schädigungen an Hochbauten sind.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3177.

[2]) Glückauf, Berg- und Hüttenmännische Wochenschrift. 1896. p. 37.

Die Erschütterungen sind nicht von einem einzigen Punkte (Zentrum) ausgegangen, wodurch eine spinnennetzähnliche Anordnung der hervorgerufenen Erdspalten um den jener entsprechenden Oberflächenpunkt (Epizentrum) bedingt worden wäre, sondern müssen, wie die einander parallel ziehenden Bodenspalten beweisen, ihren Ausgang von einer Fläche oder einer Mehrheit von in gleicher Richtung streichenden Flächen genommen haben.

Die Übereinstimmung dieser Streichrichtung mit derjenigen der den Untergrund bildenden Schichten bis zu denen des Rotliegenden hinab lässt vermuten, dass die Erschütterungen von tektonischen Flächen dieses Schichtensystems ausgegangen sind, indem in einer dem Schichtenstreichen folgenden, dem Ausbiss der Schichten am Rande des Eisleben-Mansfelder Gebirgsbeckens mithin parallelen Zone die nötige Stabilität verloren gegangen war, und ein Nachsinken und Zubruchegehen eintrat.

Die Ursache des Stabilitätsverlustes wiederum ist in einem beträchtlichen Mächtigkeitsschwunde der Zechsteinschichten zu erblicken, auf den die in Massen vorkommenden »Aschen« hindeuten; derselbe wurde in dem Schichtenstreichen im allgemeinen parallel gerichteter Zonen eingeleitet durch kohlensäurehaltiges Wasser, welches vom Schichtenausbiss her eintrat, innerhalb poröser und wasserdurchlässiger Schichtkörper (vermutlich von Rauhwacke) durchsickerte und dabei Gesteinsmaterial löste und entführte; gesteigert wurde jene dann durch auslaugendes Gebirgswasser, welchem die den ersten Stabilitätsverlusten entsprechenden und mit deren Anwachsen sich mehrenden und ausdehnenden Spalten und Klüften auch in bis dahin kompakten Gesteinsmassen ein Wegnetz für ihren Kreislauf und hiermit zugleich Zutritt zu leichter löslichen Ablagerungen verschafften. Sogar Züge hoher und geräumiger, lange Zeit hindurch sich selbsttragender Hohlräume oder aus lauter flachen Zellen bestehender Stockwerke konnten so, und zwar auch in angegebener Richtung entstehen.

Der Zusammenbruch solcher ausgelaugten Räume hatte ein Nachziehen und Nachsinken des Hangenden zur Folge, das je nach Höhe des Falles und Masse des Gefallenen Erschütterungen hervorrief, und indem das Zubruchegehen eines Hohlraumes im Schichtensystem bewirkte, dass ihm mehr oder weniger rasch andere in der Nachbarschaft folgten, pflanzten sich die dabei entstandenen Erschütterungswellen in der ihnen allen gemeinsamen Richtung hin am weitesten und kräftigsten fort, da sich in diesen, wie bei der Schlagarbeit gleichgerichteter Stauchversuche die Wirkungen zahlreicher Anstösse teilweise summierten; so vermochten an sich für auffällige Wirkungen an der Erdoberfläche zu schwache oder hierfür in zu grosser Tiefe erfolgte Anstösse einen Strich Landes gewaltig zu erschüttern und Schädigungen von solcher Grösse hervorzurufen, wie in den letzten Jahren Eisleben hat erleiden müssen.

Die Schädigungen sind also auf eine natürliche Ursache, auf einen geologischen, bei den vorliegenden Gebirgsverhältnissen unaufhaltsamen Prozess zurückzuführen und nicht auf Schuld des umgehenden Bergbaues zu setzen.«

7. Inseln, Strandverschiebungen, Korallenriffe.

Die Inselgruppe Pelagosa im adriatischen Meer schildert M. Groller v. Mildensee[1]). Die Hauptinsel Pelagosa grande liegt in 16° 15′ 15″ östl. L. v. Gr. und 42° 23′ 29″ nördl. Br. »Politisch gehört die Inselgruppe zum Königreich Dalmatien, Bezirkshauptmannschaft Lesina, Bezirksgericht Lissa, und bildet einen Teil der Gemeinde Comisa; zwischen ihr und der Insel Pianosa läuft die Seegrenze zwischen dem Königreiche Italien und der österr. Monarchie. Die einzelnen Glieder der Inselgruppe sind: Pelagosa grande, Pelagosa piccola, Scoglio[2]) Tramontana, Scoglio d'Ostro, Sasso Braghe, Secca Nina, Sasso Kamik, Scogli Manzi (3), Scoglio Pampano, Scoglio Cajola (auch Cajolo oder Galiola), endlich vier Riffe, die von den Fischern kurzweg »sasso« genannt werden.

Mit dem Sc. Cajola ist die Inselgruppe durch eine Untiefe (— 89 *m*) verbunden; östlich desselben liegen die Secche Pampano (— 6 und — 3 *m*). Von den kleinen Felsenriffen der Gruppe ist nur so viel zu sagen, dass sie zackig-steile, mitunter bizarre Formen besitzen, wie besonders die Sc. Manzi, deren Profilschnitt liegenden Rindern nicht unähnlich ist, und die etwa an den Sphinx von Gizê oder an die Widdersphinxe von Karnak erinnern.

Über den Sc. Cajola erhielt Verf. die bemerkenswerte Mitteilung, dass aus einer seiner Spalten mitunter Süsswasser hervorquelle; indes hat ihm eine aufmerksame Prüfung seiner Oberfläche keinen Anhaltspunkt für die Richtigkeit oder auch nur für die Wahrscheinlichkeit dieser Angabe geliefert. Übrigens wäre auch die physikalische Erklärung der Erscheinung gewiss nicht leicht.

Auch das zweitgrösste Glied der Gruppe, die Insel Pelagosa piccola, bietet kein bemerkenswertes Detail. Rings von steilen Felswänden abgeschlossen, bildet sie nur an der Südwestseite eine flache, mit spärlichem Humus bedeckte Mulde; eine karge Vegetation von Flechten fristet auf der Insel ein kümmerliches Dasein.

Nach ihrer Hauptform stellt die Insel Pelagosa grande einen verhältnismässig langen und schmalen Rücken dar; ihre Längenaxe ist von Ost nach West gerichtet, schliesst also mit dem allgemeinen Zuge der meisten dalmatischen Inseln einen Winkel von etwa 40° ein. Ihre grösste Längenausdehnung beträgt 1390, die grösste Breite

---

[1]) Deutsche Rundschau f. Geographie. 18. p. 159.

[2]) Scoglio, Plural scogli, stammverwandt mit dem französischen »Ecueil«, heisst zu deutsch Klippe, wird aber im weitern Sinne auch auf kleine Inseln angewendet. Sasso, eigentlich »Fels, Stein«, heisst in diesem Sinne zu deutsch »Riff«. Secca Bank, auch Untiefe.

340 *m*. Die grösste absolute Höhe erreicht der Monte Castello mit 87 *m*. Vor dem Bau der Seeleuchte war der Gipfel nahe an 100 *m* hoch; er musste um etwa 10 *m* skarpiert werden, um eine hinreichende Baufläche zu bieten. West-, Süd- und Ostseite stürzen in steilen Felswänden zur See ab; der nördliche Abhang ist weit sanfter geneigt und nur am Küstensaume von der Brandung bis auf 5 bis 10 *m* Höhe abgenagt.

Nur an wenigen Stellen gestattet der Ufersaum das Landen von Booten, so an dem flachen, schotterigen Zalo — bei Windstille oder Bora, und in der Stara Vlaka — bei Scirocco.

Auf der nördlichen Abdachung liegt eine mächtige Schicht äusserst fruchtbaren Humus, welcher sich schon äusserlich durch seine dunkelbraune Färbung von der Ferra rossa des dalmatischen Festlandes und der meisten Inseln unterscheidet. Mit Wein oder Öl bepflanzt, könnte diese Fläche einen ganz guten Ertrag liefern oder als Wiese eine kleine Herde ernähren. Indes ist sie, mit Ausnahme eines kleinen Gemüsegartens, unbebaut.

Pelagosa grande ist Station der mitteleuropäischen Gradmessung: eine Steinsäule mit Inschrift und der Jahreszahl 1869 bezeichnet den Standpunkt der Operation; die Seehöhe des Punktes ist 74.4 *m*.

Sehr spärlich ist auf der Insel das Pflanzen- und das Tierreich vertreten. Unter den Repräsentanten des erstern mag vielleicht der Botaniker manchen wertvollen Fund machen; für den Laien bilden einige verwilderte Weinstöcke und Ölbäume, ein Paar Oleander, wenige Stauden des Christusdornes, die fleckenweise vorkommenden gewöhnlichen Graspflanzen, dann aber noch sehr zahlreiche Büsche der Capparis spinosa die ganze Flora. Die reizenden Blüten und die saftigen, frischgrünen Blätter der Kapernsträuche mildern einigermassen den trostlosen Anblick des Bodens; die Kapern, die sie liefern, sollen an Härte und Feinheit des Geschmackes den Capucines der Provence gleichkommen. Man bezahlt das *kg* derselben in Triest mit 80 Kreuzern.

Zur Fauna gehören grosse hellgrün und hellblau gezeichnete Eidechsen bis zu 40 *cm* Länge und allerhand Kerbtiere. Im Meere geht im Hochsommer und Herbst ein starker Sardellenzug an der Inselgruppe vorüber, dessen sich die Comisaner Fischer mit grossen Schleppnetzen zu bemächtigen suchen. Diesem Zuge folgt der Thunfisch, der seinerseits wieder nicht selten vom Hai (»pesce cane«) verfolgt wird. Zahlreiche Delphine tummeln sich im Bereiche der Inseln. Hier und da erbeuten die Fischer ein vereinzeltes Exemplar des nur an der norwegischen Küste und im Quarnero heimischen rosenroten Scampo (Nephrops norvegicus). An den Strandklippen endlich findet sich in grosser Anzahl die einschalige Pantalena, welche gleich der Auster roh genossen wird.

In geologischer und mineralogischer Hinsicht bietet Pelagosa viel des Bemerkenswerten. Nach den ältern Anschauungen ist Pelagosa als Ruine eines Vulkans betrachtet worden, jetzt steht fest,

dass sie mit den benachbarten Festländern gleichen Ursprunges sei. Nach Stache ist die Inselgruppe ein Rest der versunkenen Meeresküste, welche das adriatische Festland der Neogenzeit begrenzte, und welche sich aus der Gegend des heutigen Stagno über Lagosta, Pelagosa und die Tremitigruppe gegen das Gebiet von Tarent erstreckte.

Als Grundlage der Insel erscheinen ältere, versteinerungslose Kalksteine und Kalkbreccien, die aus einem meist licht-, seltener dunkelgrauen, kieseligen Kalksteine bestehen, dessen eckige Trümmer durch ein gelbliches oder rötliches Zement zusammengehalten werden und die Hauptmasse bilden. Im Dünnschliffe erscheinen die Breccien feinkörnig, stellenweise rhomboedrisch spaltbar. Wegen ihres hohen Gehaltes an Kieselsäure erreicht dieses Gestein nahezu den Härtegrad 5. Über diesen Kalksteinen folgen tertiäre Schichten, auf denen eine mächtige Humusdecke lagert. Zahlreiche Klüfte durchsetzen, bis zu 20 *m* breit, die Masse der Breccia; sie sind meist mit gelbem, mitunter mit weissem oder rotem, thonigkalkigem, mergeligem Detritus erfüllt und enthalten eingeschwemmte Stücke eines jüngern Kalksteines, die im Dünnschliffe Foraminiferen, Pollystomellen, Milioliden und die schönsten Lithothamnien erkennen lassen. Zu den jungtertiären Schichten gehört zunächst ein hell- und dunkelgelb gefleckter, harter splitteriger Nulliporenkalk, der zahlreiche weisse, hell- und dunkelbraune Steinkerne einschliesst. Über demselben lagern feste, gelblich weisse Kalksteine, in welchen das Mikroskop Algen, Polystomellen, Milioliden und Robulinen zeigt.

An Mineralspezies fand Verfasser: Calcit in sehr kleinen, skalenoedrischen Krystallen, Gips von körnigem Gefüge und schmutzigweisser Farbe, endlich Pelagosit, eine seltene, nach der Insel benannte Spezies, die daselbst in sehr geringer Menge vorkommt. Nutzbare Gesteine sind von allen vorgenannten nur die graue Breccia und der gelbe, tertiäre Kalk; erstere liefert Quader von ernster, eleganter Färbung, ist jedoch sehr schwer zu bearbeiten, letzterer würde einen brillanten Dekorstein liefern.

Pelagosa hat subtropisches Klima, dessen Hitze jedoch durch die selten aussetzenden Brisen gemässigt wird. Nördliche Luftströmungen erreichen die Insel selten, während der Scirocco oft und heftig einherbraust, häufig die Laterne (116 *m*) mit Gischt überströmt und gewiss das meiste zu dem heutigen Relief der Insel beigetragen hat.

Atmosphärische Niederschläge bleiben oft monatelang aus; wenn sie aber eintreten, dann sind sie meist sehr ausgiebig und decken für lange Zeit den Wasserbedarf der Insulaner. Mit ganz besonderer Heftigkeit pflegen Gewitter die Insel heimzusuchen. Nach einem Berichte des Bauleiters des »Stabilimento«, Herrn Architekten Hänisch, hat am 17. April 1876 ein Blitzstrahl die Platinspitze des Blitzableiters abgeschmolzen, am Stiegengeländer Schmelzblasen gemacht, im Gesteine Schlagröhren von $1\frac{1}{2}$ *m* Tiefe eingebohrt u. s. w.

Merkwürdigerweise durchschlug derselbe Blitzstrahl zehn grosse blecherne, gefüllte Petroleumbüchsen, ohne zu zünden. Die magnetische Deklination auf der Insel war im Jahre 1893 9° 41′ West.«

Die Ålands-Inseln schildert A. Weis[1]). Die Inseln (finnisch Ahwenanmaa), welche im Norden vom Bottnischen Meerbusen, im Westen vom Ålands-Haf, im Süden von der Ostsee und im Osten vom Skifte (Wechsel zu deutsch) umflutet werden, bedecken einen Flächenraum von 1426 *qkm* und bilden gleichsam eine Brücke von der skandinavischen zur finnländischen Halbinsel.

Ihre grösste Längenausdehnung von Saggö bis Lågskär beträgt sechs schwedische Meilen (à 10688.6 *m*), ihre grösste Breitenausdehnung von Signildsskär bis Brändö über zehn schwedische Meilen.

Die Inseln gehören zum Gouvernement Åbo und erfreuen sich mit dem Grossfürstentume Finnland einer weitgehenden Unabhängigkeit von seiten Russlands. In administrativer Beziehung unterstehen sie einem Landshöfding (Landeshauptmann), der seinen Sitz in Mariehamn, dem einzigen Orte, der seit 1861 mit Stadtrechten versehen wurde, hat. Die Bevölkerung, die ausschliesslich aus Schweden besteht, beträgt nach der Volkszählung vom Jahre 1887 20211 Personen.

Der Ålands-Archipel besteht aus einer grossen Insel, von den Eingeborenen das Festland genannt, aus mehrern kleinern Inseln, wie Lemland, Lumparland, Wårdö, Föglö, Sottunga, Kumlinge, und einer Unzahl Inselchen und Scheeren.

Der Name »Åland« dürfte zweifelsohne von dem altschwedischen Worte a = å herzuleiten sein, welches fliessendes Wasser bedeutet, und heisst mithin soviel als »Wasserland«.

In unzähligen Buchten und Sunden dringt die See in die grosse Hauptinsel, welche den Mittelpunkt des Archipels bildet, und trennt das sogenannte »Festland« in eine östliche und westliche Hälfte. Den Mittelpunkt der Osthälfte bildet die Meeresbucht Lumpar, gefürchtet wegen ihrer Gefährlichkeit bei stürmischem Wetter. Im Norden der Lumparbucht liegt das Kirchspiel Sund, im Westen Jomala, im Süden Lemland und im Osten Lumparland. Zwischen letzterm und Sund liegt eine Reihe von Inseln, die zum Kirchspiele Wårdö gehören.

Der Lumpar hat viel kleinere Buchten, so an der nördlichen Küste die Kastelholmsbucht, welche schmal und tief zu Füssen der Ruinen des historischen Schlosses Kastelholm in dem Köks-See endet. Mit dieser Bucht stand jedenfalls dereinst der östliche und westliche Kyrk-Sund in Verbindung, in dessen Nähe die Kirche von Sund steht. Jetzt besteht der ehemalige Kyrk-Sund aus zwei Landseen, die durch eine Wasserrinne miteinander verbunden sind.

---

[1]) Umlauft's deutsche Rundschau f. Geographie. 18. p. 193 ff.

Weiter bildet der Lumpar den Kornäs-Fjord, der sich wieder seinerseits durch den tiefen, von steilen Küsten umgebenen Färje-Sund weit ins Land hinein erstreckt, mit der Ödkarby-Bucht und dem Saltvik-Fjord, an welchem die Kirche von Saltvik liegt. Noch eine tiefe Bucht schiebt der Lumpar beim Dorfe Åmnäs ins Land.

Im Südwesten beim Dorfe Önninge öffnet sich der Lemström-Kanal, der im Jahre 1882 dem Verkehre übergeben wurde. Er schneidet die schmale Nase beim Lemström ab und ist auch für tiefgehende Fahrzeuge, sowie für die zwischen Mariehamn und dem östlichen Aland in neuester Zeit verkehrenden kleinen Dampfer zugänglich.

Die westliche Hälfte wird im Norden und Nordwesten von dem Pantsarnäs-Fjord und dem Finnbo-Fjord umflutet. Der Pantsarnäs-Fjord bildet den Übergang zu einer Menge innerer Fjorde, von denen der Postad-Fjord, der tief in Hammarland eindringt, der grösste ist und ehemals durch den Korsbroström in Verbindung mit dem Västmyra-Sumpf stand und durch einen andern Fluss mit dem Sumpfe, welcher sich ehemals bis Vargsunda in Jomala und bis zum Dorfe Kulla in Finnström erstreckte, sowie durch den Bjärström mit dem Bjärström-Sumpfe.

An der Nordküste bildet der Bottnische Meerbusen (von den Åländern das Nordmeer genannt) mehrere Buchten im Kirchspiele Saltvik. An der Südwestküste bildet das Ålands-Meer (Ålands-Haf) die Torpby- und Sviby-Bucht. Letztere war infolge ihrer günstigen Lage und hervorragenden Eignung zu einem Hafenplatze die Ursache, dass an ihrem Strande Mariehamn angelegt wurde. Die Sviby-Bucht bildet den westlichen und eigentlichen Hafen der Stadt, während deren östlicher Hafen, Slemmen genannt, sehr leicht und für grössere Fahrzeuge schwer zugänglich ist.

Die Westküste Ålands ist weniger von Buchten zerschnitten als die Ostküste. Die Naturkräfte scheinen, nachdem sie dem »Ålands-Meer« durch den Finnbo-Fjord einen Weg im Nordwesten gebahnt und durch den Mar-Sund die Insel Ecker vom »Festlande« getrennt, sich auf der Westseite damit zufrieden gegeben zu haben. Viel freigebiger waren sie auf der Ostseite mit der Schaffung von Fjorden, Landzungen, Inselchen und Scheeren und dem Zerstreuen zahlloser Inselgruppen bis nach Finnland hin, wo der Wechsel (Skiftet) die åländischen Scheeren von den finnländischen trennt. Östlich vom »Festlande« liegt die Scheerenwelt von Wårdö, welche Insel durch den $^3/_4$ Meilen breiten Vargata-Fjord vom Festlande getrennt ist. In den Scheeren ist natürlich das Boot das einzige Vehikel, das Wasser die Strasse.

Südlich von Wårdö, von diesem durch den Föglö-Fjord getrennt, liegt das Kirchspiel Föglö mit vollständiger Scheerennatur: Inselchen an Inselchen, Wasserstrasse an Wasserstrasse.

Will man von hier zu den Kapellgemeinden Kökar und Sottunga, so muss man in der Wahl des Bootes und des Fährmannes vor-

sichtig sein; denn der Kökar- und Sottunga-Fjord sind gefährliche Wässer. Dasselbe gilt auch, wenn man von Wårdö über das schäumende Delet nach Kumlinge und von da über Lappvesi zu den Scheeren des Kirchspieles Brändö will.

Die meisten Buchten, sowie Sümpfe kommen in der Kapellgemeinde Geta und im Kirchspiele Saltvik vor. Aber auch in allen übrigen Gegenden Ålands sieht man einen Sumpf nach dem andern zwischen dem Grün der Bäume durchschimmern. Die meisten Sümpfe standen ehemals mit der See in Zusammenhang, und kleine Wasserläufe vermitteln heute noch diese Verbindung. Eigentliche Flüsse giebt es keine, ebenso wenig bedeutendere Bodenerhebungen. Die »Berge«, wie der Kenberg am Bomar-Sund, der Getaberg bei Finnström, der Saltviks-Berg an der Saltvik-Bucht, der Ordalsklint, der Åsgårda-Berg u. a. sind streng genommen nur Hügel. Das Terrain, insbesondere auf der Hauptinsel, ist meist wellenförmig.

Die Flora, an 680 Arten bietend, ist üppig zu nennen. Die Waldungen bestehen aus Nadelhölzern, untermischt mit Erlen, Birken und Haselbüschen. An der Saltvik-Bucht, insbesondere in der Gemeinde Geta, kommt noch der Sperberbaum (Sorbus Alandica) häufig vor.

Die Fauna ist insbesondere reich an verschiedenen Insekten- und Vogelarten; über 100 Vogelarten leben auf diesen Inseln, davon 40 Arten von Seevögeln. Wölfe und Luchse sind ausgerottet, ebenso ist das ehemals zahlreich vertretene Elchwild verschwunden.

Erstaunlich mild ist das Klima, und nur in sehr strengen Wintern gefriert das Ålands-Haf zu.

Die Hauptinsel oder das Festland hat eine Länge von mehr als 5 Meilen (von Geta im Norden bis Herön, Lemlands südlichster Landspitze) und eine Breite von 4 Meilen (von Frebbenby in Hammarland bis Bomar-Sund). Sie besteht aus sieben Gemeinden: Lemland, Jomala, Hammarland und Finnström mit seinen Kapellgemeinden Geta, Saltvik und Sund. Ausserdem bilden die kleinern Inseln acht weitere Gemeinden, wiewohl einige von ihnen nach Bevölkerungszahl und Flächenraum ganz klein sind, nämlich: Eckerö, Lumparland, Föglö mit seinen draussen in der See gelegenen Kapellgemeinden Kökar und Sottunga, Wårdö und Kumlinge mit seiner ehemaligen Kapellgemeinde Brändö.

Nowaja-Semlja ist 1894 von einer russischen Expedition unter Th. N. Tschernischeff in orographischer und geologischer Beziehung durchforscht worden, über welche dieser der kaiserlich Russischen geographischen Gesellschaft 1895 berichtet [1]). Es gelang der Expedition, nur die Südinsel zu erreichen. Dieselbe wird durch eine Linie, die von Südwest nach Nordost geht, scharf in zwei Teile

[1]) Referat hierüber in Potonié's Wochenschrift 1896. p. 181, woraus oben der Text.

geteilt; nördlich von dieser bietet die Insel völlig das Bild alpiner Gegend, südlich stellt sie ein glattes Hochplateau dar. Die Küste des nördlichen Teiles ist von Fjorden durchschnitten, und zwar ist dabei bemerkenswert, dass jedem Fjord auf der westlichen Seite ein ebensolcher auf der östlichen entspricht. Tschernischeff spricht die Vermutung aus, dass ein jedes Paar dieser Fjorde ein durch Auswaschung sich bildendes Thal darstellt. Ebenso ist die Meerenge Matotschkin Schar durch die Vereinigung zweier derartiger Fjorde entstanden. An den südlichen Küsten finden sich keine Fjorde. Der nördliche Teil ist ausserdem reich an Gletschern, unter denen typische Thalgletscher (Wiltscheks Gletscher) wie auch typische Hängegletscher (Tschirakins Gletscher) zu erwähnen sind. Südlich von der namenlosen (Besimjannaja) Bucht — der oben erwähnten Trennungslinie entsprechend — giebt es auch keine Gletscher mehr. In geologischer Hinsicht besteht der südliche Teil der Insel aus devonischen Ablagerungen. Seine Beobachtungen führten Tschernischeff zu dem Schlusse, dass Nowaja-Semlja einst von ausgedehnten Gletschermassen bedeckt, später zur Zeit der »borealen Transgression« zusammen mit dem nördlichen Teile des russischen Festlandes vom Meere verschlungen worden ist, und jetzt sich wieder allmählich emporgehoben hat. Zum Beweise für die letztere Behauptung führt er zahlreiche Thatsachen an: Die alten Moränen, die etwa 300 *m* über den gegenwärtigen Gletschern liegen, Deltabildungen einiger Flüsse, ferner das Vorhandensein von Seen, welche aus abgetrennten Meeresteilen zwischen der Küste und naheliegenden Inseln gebildet sind, so ist z. B. die Halbinsel der Admiralität auf der Westküste der Nowaja-Semlja ehedem eine Insel gewesen.

Die Insel Madeira wurde von Dr. Grosser auf Grund eigner Untersuchungen geschildert [1]). Auf engem Raume sind dort gewaltige Höhen aufgetürmt, Gipfel bis zu 2000 *m* und bei nur 20 *km* Entfernung in der Luftlinie muss man einen fast 1400 *m* hohen Pass übersteigen. Solche Reisen muss man ausserdem bei dem Mangel an Landstrassen zu Pferde ausführen. Zu den schönsten und beschwerlichsten gehört die nach S. Vicente. Man kommt zuerst durch eine Gruppe niedriger Kegelberge, welche riesigen Maulwurfshaufen vergleichbar, in auffallendem Kontrast zu den andern Bergen stehen und deren südlichster, der Pico da Cruz, besonders ins Auge fällt. Sie bestehen im wesentlichen aus roten basaltischen Schlacken mit Zwischenlagen von Bimsstein und gehören zu den jüngsten vulkanischen Bildungen der Insel. Schon hier zeigt es sich, welchen ungeheuren Umformungen die Bergmassen Madeiras seit ihrer Aufschüttung aus den vulkanischen Schloten unterworfen wurden. Denn selbst diese jüngsten Bildungen lassen von der ursprünglichen Kraterform nichts Deutliches mehr sehen. Indessen nicht allein die Lage-

[1]) Gaea 1896. S. 449 u. ff.

rungsverhältnisse, sondern auch die Verteilung von Hoch und Tief, wie sie sich von einem sehr hohen Punkte aus deutlich darbietet, spricht dafür, dass hier in der Mitte ein grösserer Krater lag, dessen Flanken mit kleinern besetzt waren. Der Überrest eines dieser kleinern Kratere ist z. B. der Pico da Cruz.

Gegen 1200 *m* hoch öffnet sich plötzlich der grossartige Blick am Grossen Curral. So heisst der mächtige, steilwandige, enorm tiefe Kessel, in welchem die Ribeira dos Soccorridos mit ihren Quellarmen entspringt, um nur wenig unterhalb durch ein Cañon zu rauschen. Die Entstehung dieses Riesenkessels wird von Lyell allein der Erosion zugeschrieben. Dass Stimmen laut werden, welche darin einen Krater sehen wollen, ist bei der Form, Tiefe und Lage des Kessels kein Wunder, zumal die Lagerungsverhältnisse nicht einfach und ohne gründliches Studium nicht zu entwirren sind. Indessen ist sehr beachtenswert, was sich allein auf dem weitern Wege zeigt. Dieser führt auf einem, man möchte sagen, messerscharfen Rücken entlang, der an mehrern Stellen durch Berge wulstförmig verdickt ist. Da sieht man nicht nur rechts in den Curral, sondern auch links in das Gebiet der Ribeira Brava hinunter in gähnenden Abgrund. Ein so schmaler und hoher Damm zwischen den beiden Tiefen stellt der Kraterauffassung die grössten Schwierigkeiten entgegen.

S. Vicente hat sich geologisch einen Ruf erworben, weil es die einzige Stelle Madeiras ist, wo tertiäre Kalklager vorkommen, die zugleich gute Versteinerungen führen. Ausser diesen Korallenkalken, welche jetzt etliche hundert Meter über dem Meere sind, werden auch hier in Tuffen Petrefakten gefunden, u. a. sehr schöne Exemplare von Clypeastern. Mit Ausnahme eines Kohlen-Vorkommens im Thale von S. Jorge sind hier die einzigen Schichten, welche mit Sicherheit als tertiär anzusprechen sind und eine Handhabe für die Altersbestimmung der vulkanischen Erzeugnisse abgeben. Früher wurde der Kalk von S. Vicente gebrannt, jetzt nicht mehr, so dass der Aufschluss verfallen und verwachsen ist. Aller auf Madeira gebrauchter Kalk kommt heute von der, ebenfalls ihrer tertiären Versteinerungen wegen berühmten, zu Porto Santo gehörigen Insel Baixo (nordöstlich von Madeira). Als Zusatz für den Mörtel wird der feine, gesiebte basaltische Sand vom Meeresstrande benutzt.

Landschaftlich wie geologisch von höchstem Reize ist der Kessel von Porto da Cruz im nordöstlichen Teile der Insel. Der Weg von Funchal führt über den etwa 1200 *m* hohen Lamarceirospass dahin. Bei etwa 800 *m* über Porto da Cruz öffnet sich der Blick, ein wunderbarer, grossartiger Anblick: ein Riesenkessel, dessen halbe Begrenzung aus 12 bis 1500 *m* schroff hochsteigenden, wildzackigen Bergen besteht, der nach dem Meere offen, aber an einer Stelle von einem einzelstehenden gewaltigen, steilen, viereckigen Koloss, der Penha d'Aguia begrenzt wird, und tief unten liebliche grüne Berge, zwischen denen sich Thäler und Seitenthäler hinziehen, ein Gebirge für sich, im Vergleiche zu den Hauptmassen so klein, wie eine Un-

ebenheit des Bodens, und doch Berge so steil und so hoch, wie das Siebengebirge! Hartung glaubt hier, wie in vielen Einschnitten und Einbuchtungen, nach Lyell's Vorbild ein interkollines Thal, eine ursprüngliche Einsattlung annehmen zu sollen. Ob hier nicht ein alter Krater zu suchen ist? Gewiss ist es ein Unterfangen, in so alten Schichten, wie diesen tertiären, Kraterkessel zu erwarten, welche noch erkennbar sind. Immerhin ist es nicht unmöglich, und nicht nur der ganze Eindruck spricht dafür, sondern auch die Lagerungsverhältnisse: so am Wege vom Lamarceiro- wie vom Portellapass hinunter, im Süden südliches, im Südosten südöstliches Einfallen, an der Penha d'Aguia im Nordwesten nordwestliches Einfallen. Allerdings spricht die Fallrichtung am Pico do Cedro ganz dagegen, aber der Winkel von etwa 50° beweist, dass diese Masse nachträglich disloziert sein muss, so dass sie ausser Betracht kommt. Bei so enormen Umwälzungen, wo halbe Vulkane ins Meer stürzten, mussten Erscheinungen geschaffen werden, die später nur mit Hilfe von Annahmen, nie mit absoluter Sicherheit erklärt werden können. Erst nach der Zerstörung des Kraters kann der Lavastrom, der sich am Ilheo da Vigia ins Meer ergiesst, hervorgebrochen, längst nachher das Konglomerat, aus dem die Berge im Kessel drinnen bestehen, vom Wasser zusammengetragen, noch später der diese krönende sogenannte Trachyt emporgequollen sein. Seitdem hat die Erosion wieder mächtig gewirkt und sogar die ganz alten Gesteine freigelegt, die die einzigen paläolythischen auf Madeira sind, die Hypersthenite und andere.

Es ist sehr schwer auf Madeira, wo schon zur Tertiärzeit sicher vulkanische Thätigkeit im Zuge war, die alten Schlünde festzustellen, welche die breiten Massen ausgeworfen haben. Tiefe Furchen hat die Erosion in das Antlitz der alten Insel gegraben, welche die Züge ihrer ersten Jugend verdecken. Ein schönes Profil vom Pico Bareiro bis zum Meer, welches man östlich vom Rib. Meio Metade am Wege zwischen Funchal und Santa Anna deutlich sieht, mit geneigtern Schichten im Innern der Insel, mit flachern dem Meere zu, lässt ein Hauptausbruchszentrum in der Nähe des Quellgebietes der beiden Rib. Metade vermuten.

In historischen Zeiten haben sich keine vulkanischen Erscheinungen auf Madeira gezeigt. Indessen giebt es noch einige wunderhübsch erhaltene Kratere. Wenn sie noch rundum geschlossen sind, bergen sie zuweilen einen See (Lagoa), so die Lagoa bei S. Antonio da Serra, deren sanft ansteigende Ränder mit üppig wucherndem Ginster bewachsen sind, zwischen denen sich Rinder tummeln. Der so verbreitete Ginster giebt der Landschaft ein wenig freundliches Aussehen. Wie anders mag es gewesen sein, als in dichten Wäldern das kostbare Bauholz, wuchs dem die Insel ihren Namen verdankt (Madeira = Bauholz). Überhaupt hat die Vegetation sehr viel von ihrem ursprünglichen Charakter eingebüsst. Fast nur in Gärten findet man noch jene eigenartigen einheimischen Pflanzen, wie z. B. den

Drachenbaum, während beinahe nur noch die verschiedenen einheimischen Lorbeerarten wild vorkommen, und die an sich schon spärlichen Waldbestände Kiefern und Eichen sind.

Am Rande eines sehr hübschen Kraters steht Reids' Hotel in Santa Anna. Er verrät sich schon durch das charakteristische Rot der jüngsten Schlacken und ist in seinen Formen noch gut erhalten, nur gegen das Thal von S. Jorge geöffnet.

Zu den interessantesten geologischen Erscheinungen gehören die Fossil Beds bei Caniçal auf der Ostspitze Madeiras, wo ein aus basaltischem Material und zertrümmerten Schnecken- und Muschelschalen und Seeigelstacheln hervorgegangener, feiner, stellenweise durch Kalk zu Stein verfestigter Sand, der zweifellos als Dünenbildung aufzufassen ist, mächtige, aber wenig verbreitete Schichten bildet. Er enthält einerseits Millionen von Schneckengehäusen und anderseits sehr merkwürdige Kalkabsätze. Eine Schicht hat P. Schmitz aus fast ausschliesslich marinen Resten zusammengesetzt gefunden, während sonst die Landschnecken unvergleichlich überwiegen. Die Kalkabsätze treten vielfach in Formen auf, welche Bäumen, Ästen, Zweigen und Wurzeln so ähnlich sehen, dass sie von den meisten Naturforschern, selbst von Darwin und Lyell, mit solchen in genetische Beziehung gebracht sind. Diese Erklärung hat viel für sich; es ist auch leicht, anzunehmen, dass Gräser und feine Wurzeln, wie sie auf Dünen sind, den Kalbabsatz besonders begünstigen — damit vergleichbare Erscheinungen habe ich an feinen Saugwurzeln im Konglomerat des Siebengebirges beobachtet; aber die grössern Bildungen, namentlich die aufrecht stehenden angeblichen Baumstümpfe können eher ein Spiel der Natur und ganz gewöhnliche Kalkkonkretionen sein. Ich möchte für diese Auffassung hier nur die zahlreichen Übergänge von plattigen Schichten und gangartigen Ausfüllungen bis zu den Gewächsimitationen anführen, sowie auf die Schwierigkeiten hinweisen, welchen die Annahme von in mehrern Schichten wiederkehrenden Wäldern bei Dünen begegnet.

Die Nähe eines sehr gut erhaltenen Kraters am Pico do Caniçal lässt auf ein ziemlich junges Alter der Dünenbildung schliessen. Überhaupt scheinen jüngere Bildungen gerade im südöstlichen Teil der Insel häufig zu sein. Einige sind bereits oben erwähnt; andere liegen zwischen Funchal und Santa Cruz und lassen die Kratereinsenkung noch gut erkennen, wie z. B. der Pico Covoës.

Der verschiedene Charakter der Berge und der geologische Verband, wie er schon in der Landschaft ausgedrückt ist, fällt bei einer Rundfahrt zur See sehr ins Auge. Im Gegensatze zu der schroff abfallenden Nordküste ist die Südküste lieblich, und ein so freundliches Bild, wie es Funchal von der See aus gewährt, ist an der Nordküste ganz undenkbar. Es fehlen ihr aber auch nicht die steilen Abstürze; ja das Kap Girão findet über 700 *m* hoch, in Europa seines Gleichen nur in Skandinavien. Dass es der vorherrschende Wind, bezw. die dadurch bedingte Brandung ist, welche

an der Nordküste die schroffen Felswände geschaffen hat, merkt mancher an seinem eigenen Leibe; wenn er aus dem Windschatten des Südens auf die in kleinem Boote Kopf und Magen bedräuende Nordseite kommt. Wunderbar ist es, dass die ungeheuren Massen, die hier ins Meer versenkt wurden, und der Sockel, auf dem sie standen, den Meeresgrund nicht mehr beeinflusst haben. Im Nordosten fällt allerdings der Meeresboden viel allmählicher ab. Hier, den vorherrschenden nördlichen und östlichen Winden ausgesetzt, ist vielleicht die Zerstörung am weitesten gegangen; vielleicht auch, dass hier die nordöstliche Meeresströmung verhindert hat, dass das verfallene Material weit ins Meer hinausgeschwemmt wurde. — Der westliche Teil der Insel ist wenig ausmodelliert, und unbedeutend sind die Einschnitte der Bachthäler an der steilen Küste. Dieser Teil der Insel ist verhältnismässig niedrig; es ist deshalb möglich, dass die geringere Erosion daher rührt, dass sich an den niedern und windab gelegenern Bergen weniger Feuchtigkeit niederschlägt, als in den mittlern, höchsten und den östlichen Partien. In diesen sind die Erosionswirkungen dagegen grossartig. Der Cañon, wie die Thalkessel am Grossen Curral sind oben erwähnt worden. Wunderhübsch ist auch das Thal der Ribeira Gomez nahe bei Funchal, der Kleine Curral genannt. Die terrassenförmigen Gehänge, die Thalwindungen, wo festere Massen der Erosion grössern Widerstand leisteten, die Wasserfälle über Lavaströme, die kesselartigen Erweiterungen, wo Seitenthäler einmünden, sind voller Reize.

Ein sehr liebliches Bild von Erosionswirkung fand ich nahe bei den Fossil Beds, wo ein ganzes Gebirge en miniature aus dem roten Tuffe herausmodelliert ist.

Jüngere vulkanische Bildungen, deren jugendliche Züge gleich ins Auge fallen, sind schon oben erwähnt worden. Hartung nennt eine Reihe von Lavaströmen, welche die Thalbetten hinuntergeflossen, also erst ausgebrochen sind, als die Insel in grossen Zügen schon ihr heutiges Ansehen hatte. Sie sind zum Teil sehr deutlich ins Auge fallend. Einen besonders schönen habe ich vom Schiffe aus an der Mündung des Thales von der Ribeira Cocado beobachtet. Er breitet sich am Thalausgange in die See hinein fächerförmig aus; auf ihm steht das Dorf Seixal, und der Bach fällt jetzt in kleinen Kaskaden dem Meere zu.

Die Insel Tenerifa ist von Dr. Paul Grosser wissenschaftlich, besonders geologisch durchforscht worden[1]). Die ältesten Teile stehen an den drei Ecken der Insel, sie sind nur Ruinen; in ihrer Mitte ragt, das Ganze krönend, der Pik in noch jugendlicher Frische empor. Einer jener alten Eckpfeiler, die Anagaberge im Ostzipfel, fallen schon vom Meere her durch ihre romantischen und eigenartigen Formen auf. Sie beherrschen die Stimmung des Reisenden

[1]) Gaea 1896. p. 585 u. ff., p. 647 u. ff., p. 710 u. ff.

viel mehr als der Pik, der sich meist in Dunst oder Wolken hüllt, und der, wenn er frei ist, durchaus nicht den majestätischen Eindruck macht, den man nach allen frühern Reisebeschreibungen erwartet.

An der Südseite der Anagaberge zieht sich eine Fahrstrasse hin, tief ausgehöhlte Thäler kommen da herab; zwischen ihnen ragen steile Grate auf mit Kämmen, welche haarscharf zu sein scheinen. Am Meere entlang sieht man jähe Abstürze. Besonders durch die Strassenanlage sind schöne Profile des Gebirgsbaues aufgeschlossen: zuerst bei Santa Cruz im Westen liegt Lavastrom auf Lavastrom; dann mehren sich die Tuffe zwischen den Laven, und Gänge treten auf; schliesslich, je weiter man kommt, desto seltener werden die Lavadecken, und ausschliesslich Tuffe und Gänge setzen das Gebirge zusammen. Das Val del Bufadero verdankt seinen Namen einem jener eigentümlichen, natürlichen Springbrunnen, welche nicht allein von Tenerifa und von den Kanarien überhaupt, sondern von einer weit grössern Reihe vulkanischer Inseln bekannt sind. Sie entstehen an der Brandungszone des Meeres dort, wo ein ziemlich dünner Lavastrom zwischen zwei Tuffschichten liegt. Dadurch, dass die obere Tuffschicht ganz abgespült, dass an der untern die Lava höhlenförmig unterwühlt wird, und dass die Lava selbst ein Loch bekommt (indem die Decke über der Höhle zum Teil einstürzt), ist die Konstruktion des Springbrunnens gegeben. Jedesmal wenn eine Welle herankommt, dringt sie bei geeignetem Wasserstande seitlich in die Höhle und verschliesst ihren Eingang; dadurch presst sie die Luft in derselben zusammen, die ihrerseits mit dem eingedrungenen Wasser durch den einzig bleibenden Ausgang, das Loch an der Decke, ausgeworfen wird. Diese Erklärung hat bereits Viera y Clavijo gegeben, und ich konnte mich von ihrer Richtigkeit überzeugen. Bei dem in Rede stehenden Bufadero scheint das in die Höhle eindringende Wasser eine cylindrische Wand im Kreise entlang geführt zu werden, da Luft und Wasser strudelförmig, also mit tangentialer Bewegungsrichtung, aus dem Loche in die Höhe schnellen. Neuerdings hat der Madrider Mineraloge und Geologe Calderon infolge seiner Beobachtungen auf Gran Canaria eine abweichende Erklärung gegeben, die für andere Bufaderos gelten kann. Danach füllt eine herandringende Welle die Höhle mit Wasser; ehe diese sich entleeren kann, kommt eine zweite Welle, presst so auf das Wasser in der Höhle, dass dieses mit grosser Gewalt seinen Ausweg oben aus dem Loch in der Lava sucht. — Im Flussschotter des Val de S. Andres sind zahlreiche grosse Blöcke eines schönen, eigenartigen Phonolith, welcher behauen für die Kunstbauten der Strasse am Meere sehr geeignete Verwendung findet. Sonst überwiegen auch hier noch die basaltischen Gesteine. Sowie man aber, über den Kamm nach Norden hinweg, in das nach Taganana führende Thal absteigt, kommen saure und basische Gesteine in einem chaotischen Durcheinander vor, lauter Gänge. Es ist eine zweifellose, auffallende

Thatsache, dass auf Tenerifa, wie auf vielen atlantischen Inseln, in der zeitlichen Aufeinanderfolge Gesteine sehr verschiedener chemischer Zusammensetzung wechseln.

Gegen Westen verlaufen die Berge in die Ebene von Laguna, eine Einsenkung, welche ehemals, wie der Name sagt, einen See enthielt. Sie bildet den einzigen niedern Sattel und ist daher der einzige Pass, über welchen eine Fahrstrasse von Süden nach Norden führt. Hier betritt man das Gebiet sehr viel jüngerer vulkanischer Erzeugnisse, in ihren Formen zum Teil noch sehr gut erhaltene Schlackenkegel mit der charakteristischen bordeauxroten Farbe. Die Konstanz dieser Farbe an Basaltschlacken aus einer Periode, welche so weit zurückliegt, dass man gerade noch mit grösserer oder geringerer Deutlichkeit die ursprüngliche Form der Kraterberge erkennen kann, ist sehr auffallend. Ältere Gesteine derselben Art finden sich nur stellenweise ähnlich gefärbt, und rote lockere Schichten zwischen Basaltströmen werden gewöhnlich ohne nähere Begründung kurzweg als durch die übergeflossene Lava »rot gebrannt« bezeichnet. Jüngere, historische Schlacken derselben Art sind dagegen meist schwarz.

Ebenso wie die Anagaberge einen zentralen Grat besitzen, setzt sich ein Kammgebirge jenseits von Laguna fort. Kein Geologe, der über Tenerifa etwas veröffentlicht hat, ist seit Leopold von Buch die ganze Länge des Kammes entlang von Laguna bis Pedro Gil gewandert, und auch Dr. Grosser gelang es erst nach vielen, namentlich meteorologischen Schwierigkeiten. Bei Esperanza ging er an Schlacken- oder Tuffkegeln vorüber, und die bis dahin sehr langsame Steigung wurde grösser. Die folgenden Berge, alle an jüngere Bildungen erinnernd, haben keine charakteristischen Formen, bis kurz vor der Fuente Fria Gänge auftreten. Auch im weitern Verlaufe bleiben gerundete Bergformen, hier und da von Gängen unterbrochen, und Gesteinscharakter recht einfältig. Aber kurz vor der Fuente del Chupadero fängt ein sehr wechselvolles Bild an. Einem Berge mit grossen Schlackenauswürflingen folgt einer, der mit einer hohen Gangzinne gekrönt ist. Dann kommen etwas tiefer von der Erosion eingeschnittene Kuppen mit grauen und gelben, thonig zersetzten Gesteinen. Weiterhin treten ganz andere Felsarten mit schönen, grossen, herausgewitterten Augiten auf, dann wieder andere und so fort in ununterbrochenem Wechsel bis Pedro Gil, mit dessen Nähe die Höhe und die Kletterei zunimmt. Es zeigt sich, dass die in der Luftlinie gegen 20 *km* lange Cumbre von Laguna bis Pedro Gil und darüber hinaus an die Cañadas aus einer langen Reihe sehr verschiedener und sehr verschieden alter Einzelvulkane besteht, die aber alle, bis auf die Umgebung von Esperanza, der Erosion und Denudation schon so weit erlegen sind, dass sie ihre Formen vollständig verloren haben. Sie sind jedenfalls jünger als die Anagaberge und älter als die Kegel von Matanza, Tacaronte, der Umgebung Lagunas mit Einschluss der Berge von Esperanza u. s. w., deren Formen zum grössten Teile noch deutlich erhalten sind.

In der Oberflächenbeschaffenheit Tenerifas, welche sich im allgemeinen leicht durch die aufbauende Thätigkeit der vulkanischen Erscheinungen, die abtragende Wirkung des fliessenden Wassers und die zerstörende Kraft der Brandungswellen erklären lässt, bilden eine Anzahl tiefeingesenkter, weiter Mulden mit zum Teile steilen Seitenwänden, eine nicht so leicht zu deutende, auffallende Erscheinung. Nach Lyell'scher Auffassung werden sie von Reiss und von Fritsch als interkolline Räume dargestellt. Lyell bezeichnete damit die Einsenkungen, welche dort entstehen, wo keine oder sehr wenig vulkanische Auswurfsmassen hingelangen, während zu beiden Seiten durch eruptive Thätigkeit Berge aufgeschüttet werden. Zur Erklärung z. B. der Taoro-Mulde, in welcher Orotava liegt, stösst diese wie andere Annahmen auf grosse Hindernisse.

Von Orotava führt eine landschaftlich wunderschöne Fahrstrasse nach Icod los Vinos und nach Garachico. Sie verläuft, nachdem sie die Taoro-Mulde verlassen hat, anfangs durchschnittlich 200 *m* über dem Meere und ist zur Linken von hohen, schroffen, fast senkrechten, nacktfelsigen Gehängen begrenzt, während zur rechten ein mässig steiler Abfall zum Meer und ein Streifen Vorland liebliche Wiesen hervorgerufen hat, in denen hier und da ein Gehöft liegt. Das üppige Grün der Matten steht im gleichen Kontraste zum brandenden Meere einerseits wie den Felsen anderseits. Hier ein Barranco, dort ein Strasseneinschnitt, hier eine Landzunge an der Küste, dort ein Lavastrom scheinbar rätselhaften Ursprunges verändern das wechselreiche Bild. Wenn wir nach dem Grunde der wesentlichen Linien in dem Landschaftscharakter fragen, so wird er schnell durch den innern Bau der Gegend enthüllt. Einst waren hier von der Küste an trotzige Felswände, vielleicht wie noch heute an der Nordküste Madeiras. Allmählich türmte sich an ihrem Fusse das zertrümmerte Felsgestein auf, welches von Lawinen, Bächen, Wasserfällen zu einem Konglomerate zusammengehäuft wurde, bis es die halben Wände bedeckte; die andere Hälfte ragt noch heute steil auf, Wiesen aber bekleiden die riesigen Schutthaufen. Bei S. Juan de la Rambla ändert sich das Bild vollständig. Unfruchtbare, helle, junge Laven, welche hier herunter ihren Weg vom Pik und dessen Umgebung genommen haben, bauen wunderlich geformte Bergzüge auf. Jetzt tritt der Pik in die Erscheinung und belebt mit seinen schönen aufstrebenden Formen die öde Gegend. In Icod liegt er ganz offen, in seiner vollen Grösse vor dem Beschauer, durch keine Bergwand teilweise verdeckt, frei und klar, als könne man in wenigen Stunden seinen Gipfel erreichen. Er hat, eine Mulde benutzend, viele Lavaströme hier herunter gesandt, die zum Teile ins Meer flossen. Einer davon wird von den Touristen wegen einer grossen Höhle, die einige Guanchen-Reste enthält, aber noch viel mehr enthielt, oft besucht. Bekanntlich entstehen derartige Höhlen in Lavaströmen dadurch, dass am Schlusse einer Eruption das Äussere des Stromes am schnellsten abkühlt und erstarrt, während das Innere noch glühendflüssig ist und ausfliesst.

Von Icod los Vinos wendet sich die Strasse dem Meere zu, in das ein ödes, schwarzes Lavafeld hineingeschoben ist; die Eingeborenen nennen es Mal Paso, schlechtes Land. Der da unten vegetationslose Lavastrom kann noch nicht sonderlich alt sein, denn er ist erst nach Ausmeisselung der steilen Klippen an der Berglehne heruntergeflossen. Nahe der Küste öffnet sich ein reizender Blick. Am Fusse steiler Gehänge liegt das kleine Dorf Garachico am Meere, in dem ein einsamer Inselfels gleich einem Vorposten die Wogen bricht, und im Hintergrunde ist der regelmässig geformte, junge Vulkankegel Monte Taco weit in die See vorgeschoben. Garachico hat eine traurige Berühmtheit durch einen Vulkan-Ausbruch, dem es im Jahre 1706 zum Opfer fiel, erhalten. Auf dem Hochlande südlich von Garachico, ungefähr 1300 *m* über dem Meere wurde am 5. Mai 1706 nach heftigen Erdbeben ein etwa 100 *m* hoher Aschenkegel, die Montaña Negra aufgeworfen, dem kolossale Mengen Lava entflossen; ein Teil derselben erreichte am selben Tage die Gehänge über Garachico, stürzte, rotglühend am dunklen Abende, in mehrere Arme gespalten, die steile Berglehne hinab und wälzte sich durch die Strassen bis in den Hafen. Am 13. Mai ergoss sich ein neuer Strom auf den Ort, und was nicht unter der Lava begraben wurde, verbrannte bis auf einen kleinen Teil. Heute noch ist die Bergwand hinter Garachico, welche ehedem ihrer üppigen Fruchtbarkeit und ihres saftigen Grüns wegen Smaragdmauer hiess, schwarzes, totes Land.

Es war der vorletzte Vulkan-Ausbruch auf der Insel. Mit ihm schloss eine Reihe von Eruptionen ab, die sich innerhalb anderthalb Jahren an verschiedenen Stellen ereigneten. Die letzten vordem haben nach unsichern Überlieferungen im fünfzehnten Jahrhundert stattgefunden. Der jüngste Ausbruch aus dem Chahorra, 1798, scheint sehr heftig, von grosser Dauer und von bedeutenden Lava-Ergüssen, welche sich westlich gegen Guia und Chio wendeten, begleitet gewesen zu sein.

Bei der Besteigung des Piks stellt sich dieser von der Estanzia de los Ingleses aus (wo die Ersteiger gewöhnlich ihr Nachtquartier aufschlagen) als Kegel mit anfangs 24° zuletzt im Durchschnitt 17° Neigung dar; erst kurz ehe man oben ist, sieht man den Gipfel. Der eigentlichen parabolischen Hauptmasse ist ein kleiner, nur 160 *m* hoher, im Durchschnitt bis 35° geneigter Kegel, der Piton oder Zuckerhut aufgesetzt. Er hat den Namen daher, weil im Sommer sein helles Gestein im Kontraste zu dem dunklen der Hauptmasse des Teyde so grell widerscheint, dass es, besonders in grosser Entfernung, nicht nur gelblichweiss, sondern auch glitzernd aussehen soll. Der Pik ist vom Fuss bis zum äussersten Gipfel von Laven bedeckt; man kann daher nicht wie bei den meisten andern Vulkanen von einem Aschenkegel sprechen, wo an empfindlichen Stellen der Flanken die Lavaströme durchgebrochen sind, sondern muss ihn, wenigstens in seinen letzten Stadien, als einen jener seltenen

Vulkane ansprechen, bei denen die Lava über den Kraterrand übergeflossen ist. Auch der Piton besteht aus Lava, unterscheidet sich aber wesentlich dadurch, dass diese weiss, gelb, rot und braun zersetzt, während die der Hauptmasse des Teyde frisch und schwarz ist. Es sind aber auch primäre Unterschiede der Lava nicht ausgeschlossen, da die Grenze zwischen heller und dunkler zwar nicht scharf, aber auffallend ist. Die Zersetzung rührt von den letzten Resten vulkanischer Äusserungen her. An verschiedenen Stellen des kleinen, nur 30—40 *m* tiefen Kraters sind Spalten mit Dampfausströmungen. Dr Grosser konnte bei scharfem Beobachten schon von den Cañadas in der Ferne zuweilen ein Wölkchen aus dem Krater aufsteigen sehen. Oben ist die Dampfmenge sehr merkbar. und der Geruch nach schwefliger Säure sehr deutlich. Ausser hübschen Schwefelkrystallen kann man rote Anflüge finden, welche wahrscheinlich wie an der Solfatara bei Puzzuoli unweit Neapel aus Realgar bestehen. Verf. hat in einer Spalte $^1/_2$ *m* tief 81° C. gemessen. Nach Reiss und v. Fritsch sind Temperaturen zwischen 74° und 86° gefunden worden. Der Siedepunkt des Wassers liegt in 3730 *m* Höhe bei 88° C.

»Die berühmte Aussicht vom Pik von Tenerifa«, sagt Dr. Grosser. »ist wirklich sehr rühmenswert. Zwar haben wir nicht so klare Luft gehabt, dass man alle Kanarien sehen konnte; indessen zeigte sich Gran Canaria mit ihrem charakteristischen, in der Mitte tief eingeschnittenen Profil mitten im Meere, und Gomera so deutlich. dass es ganz perspektivisch erschien und wie ein Stück Land, welches im weiten Ozeane umherschwimmt, aussah. Palma war merkwürdigerweise von Dunst eingehüllt, und Lanzarote soll überhaupt sehr selten kenntlich sein. Aber wir erblickten auch von Ferro und Fuerteventura nichts. Man erkennt die verschiedenen Gebirgsteile, die Vegetation, die einzelnen Ortschaften Tenerifas bei der Durchsichtigkeit der Luft ganz klar, besonders malerisch wird das Bild aber durch die nahe Cañadas-Ebene mit ihren grössern und kleinern Kratern und ihrem Randgebirge, den Circusbergen. Man sieht diese den grössten Teil rundherum und erkennt sie schon der Form nach deutlich als Überreste eines sehr viel ältern Kraters, der zum Pik im selben Verhältnis wie der Monte Somma zum Vesuv steht. dessen Dimensionen aber ein bedeutend Vielfaches von denen seines italienischen Vetters sind.«

Die Westküste Madagaskars schildert auf Grund eigener Anschauung Dr. A. Voeltzkow[1]). Madagaskar besteht aus einer gebirgigen Hochlandsregion von 1000—1500 *m* Erhebung über dem Meere und einem diese umgebenden verhältnismässig ebenen Lande von geringer Höhe, welches im ganzen Westen der Insel sich zu weiten Ebenen ausbreitet, denen stellenweise Ketten von

[1]) Verhdlg. der Ges. f. Erdkunde in Berlin 1896. **33.** p. 170 ff.

Nord nach Süd ziehender Höhenzüge aufgesetzt sind. Das Hochplateau wird von Höhenzügen durchschnitten, die sich bis zu 2600 *m* über das Meer erheben, jedoch fruchtbare Weidegründe und weite, mit Reis bebaute Flächen zwischen sich lassen. Das Plateau steigt im Westen langsamer an, während es nach der Ostküste zu steil abstürzt; es erklärt sich dadurch auch, dass die grossen Ströme nur auf der Westseite zur vollen Entwicklung gelangen.

Man macht sich von der Westküste Madagaskars gewöhnlich eine ganz falsche Vorstellung. Da die grössern Erhebungen nahe der Ostküste angeordnet sind, so schlagen die gesättigten Südost-Passate ihre Feuchtigkeit in den Schluchten des steilen Ostabhanges nieder, dem dortigen Pflanzenwuchse zu ungeahnter Fülle verhelfend. Dort ist das Paradies des Botanikers, dort die Region des schweigenden Urwaldes; Lianen, Farne und Orchideen überwältigen den Blick des Beschauers durch ihr Massenhaftigkeit und Fülle. Auf der Westküste dagegen langgestreckte Ebenen, die auf den ersten Blick alten Meeresboden erkennen lassen, öde, mit rotem Laterit bedeckte Flächen, nur dem Lauf der Flüsse folgend reicherer Waldbestand.

Was die Tierwelt anbetrifft, so ist Madagaskar dadurch ausgezeichnet, dass es weder grosse Raubtiere, noch giftige Schlangen besitzt. Löwen, Leoparden und Hyänen fehlen; von den Ungulaten ist nur eine Art Wildschwein (Potamochoerus) vertreten, dessen Fährten man auf Schritt und Tritt antrifft, ohne jedoch die Tiere häufig zu Gesicht zu bekommen. Von Dickhäutern existierte früher ein kleines Flusspferd, welches aber seit langem ausgestorben ist. Büffel, Zebras, Giraffen und Antilopen fehlen.

Echte Affen giebt es auf Madagaskar nicht; ihre Stelle wird eingenommen von den Lemuren, welche sehr verschieden an Gestalt und Farbe sind und die waldigen Gebiete bewohnen. Madagaskar eigentümlich ist das zu den Halbaffen gestellte Aye-Aye (Chiromys madagascariensis); es ist mit starken meisselförmigen Zähnen versehen, während ein Finger an den Vorderhänden stärker verlängert und mit einer hakenförmigen Kralle zum Herausholen der Insektenlarven aus ihren Gängen versehen ist.

Insektenfresser sind durch die sehr zahlreichen Centetiden, Tandreka genannt, unsern Igeln an Aussehen gleichend, vertreten, während Nagetiere an Arten arm, an Individuen so reich sind, dass sie zu einer wahren Landplage werden; eine Nacht unter Ratten darf in keiner Reisegeschichte von Madagaskar fehlen.

Eine der merkwürdigsten Tierformen ist die Cryptoprocta ferox, »Fossa« genannt, die in den Erzählungen der Eingeborenen die Stelle unseres Reineke Fuchs einnimmt. Die Fossa ist von mittlerer Grösse, einem echten Vertreter des Katzengeschlechtes gleichend, jedoch sich durch das Vorkommen von Afterdrüsen und eine grössere Anzahl von Zähnen den Viverren nähernd, denen sie aber in der Kopfbildung nicht ähnelt.

Die Vögel sind sehr zahlreich in vielen der Insel eigentümlichen Arten verbreitet, jedoch befindet sich keine der grössten Formen unter ihnen; auch fehlen viele der glänzend gefärbten tropischen Arten. Weder sind Strausse oder Kasuare durch einen lebenden Vogel vertreten, noch kommen Goldfasane, Paradiesvögel, Tukane und Kolibris vor. Raubvögel haben ihre Vertreter in Habichten, Milanen und Falken. Die Krähen (Corvus scapulatus) sind sehr zahlreich, jedoch durch einen weissen Kragen um den Hals von den unsrigen verschieden. Wasservögel giebt es in ungeheuerer Menge; in der Nähe der Seen erfüllen lange Züge wilder Enten scheinbar die ganze Luft. Reiher giebt es aller Art; einen kleinen weissen Reiher sieht man stets in grosser Anzahl hinter und zwischen den Rindern umherwandeln. Grosse Papageien giebt es nur in einer schiefergrauen Art (Coracopsis nigra), die fast gar nicht sprechen lernt, aber einen geschätzten Braten liefert; kleine Papageien (Agapornis cana) mit grauem Kopfe, wie unsere Inseparables, sind ständige Bewohner der Ortschaften. Perlhühner (Numida mitrata), Rebhühner (Margaroperdrix madagascariensis) giebt es in Menge, jedoch fehlen der Insel die guten Sänger. Es ist eben die Vogelwelt Madagaskars weniger durch Schönheit und auffallende Erscheinung einzelner Glieder als durch die Eigentümlichkeit ihrer Formen und ihre Verwandtschaft mit entfernten Ländern bemerkenswert.

Die merkwürdigste Form der Insel ist der leider seit ungefähr zwei bis drei Jahrhunderten ausgestorbene Aepyornis marimus, ein Riesenstrauss, der zwar nicht der grösste aller Vögel war, jedoch die grössten uns bekannten Eier gelegt hat, denn sie haben einen Rauminhalt von 7 Straussen- oder etwa 150 Hühnereiern. In den letzten 40 Jahren sind einige dieser Eier im sterilen Süden unversehrt aufgefunden worden, ebenso in neuerer Zeit vollständige Skelette dieser Riesenvögel. Die Eier haben einen Längendurchmesser von 30 und einen kürzesten Durchmesser von 23 *cm*; das ungeheure Ei hat in frühern Jahrhunderten wahrscheinlich die Veranlassung zu dem arabischen Märchen vom Vogel Rukh gegeben.

Land- und Süsswasser-Schildkröten giebt es in Menge. Unter ihnen ist besonders bemerkenswert eine kleine Landschildkröte mit beweglicher Brustklappe (Pyrix arachnoides). Die Schlangen bieten sehr eigentümliche Formen; auch giebt es Riesenschlangen, die sogar Rinder anfallen sollen.

Das einzig wirklich zu fürchtende Reptil der Insel ist das Krokodil (Crocodilus madagascariensis), dem jährlich viele Menschenleben zum Opfer fallen.

Dass die niedere Tierwelt stark entwickelt ist, ist ja natürlich, jedoch ist z. B. Heuschreckenfrass, trotzdem die Tiere manchmal in ungeheuren Schwärmen erscheinen, eine seltene Erscheinung. Ungeziefer giebt es in Menge: die Moskitos bilden eine wahre Landplage und verkümmern die Freude an der Pracht tropischer Nächte; an manchen Orten ist es so schlimm, dass Verf. seine Abendmahlzeit



Tenerife: Pic de Teyde von den Cañadis aus gesehen.



Tenerife: Die Anagaberge östlich von Santa Cruz.

nur innerhalb meines Moskitonetzes hat einnehmen können. Wie sich denken lässt, hat auch die Bettwanze ihren Weg nach Madagaskar gefunden.

Der Pflanzenwuchs erreicht seine höchste Entwicklung nur auf der Ostküste und an den Abhängen des Hoch-Plateaus; dort ist die Region des Urwaldes, während die Westküste verhältnismässig trocken ist. Den in allen Werken und auf allen Karten die Insel ringförmig umziehenden Urwald habe ich auf der Westküste trotz eifriger Nachforschungen nicht gefunden. Wohl giebt es Wald, jedoch ist es sogenannter trockener Wald; vorherrschend sind weite, mit Gras bewachsene Ebenen, die von Zeit zu Zeit abgebrannt werden.

Der Charakterbaum der Ebenen ist die Satapalme (Hyphaene), die auch zu meilenweiten Beständen zusammentritt; nur muss man sich darunter keinen Wald in unserm Sinne vorstellen, da die einzelnen Palmen 6—10 *m* aus einander stehen und mittags fast gar keinen Schatten gewähren. Die Stämme sind gewöhnlich 6—10 *m* hoch, mit breiten Kronen von fächerförmigen Blättern, die zum Decken der Häuser verwendet werden.

Die Kokospalme kommt als Kulturbaum in der Nähe der Küste vor, während die nur Madagaskar angehörende Rafiapalme (Raphia Ruffia) mehr in den geschützten feuchten Thälern gedeiht. Die Rafia hat einen Stamm bis zu 6—8 *m* Höhe, der sich an seiner Spitze in eine Anzahl ungeheuer langer Blätter teilt, deren Mittelrippen als Tragstangen und als Dachsparren Verwendung finden. Von den feinen Fiederblättern wird die Oberhaut umgeknickt und mit einem Ruck abgezogen; die so gewonnenen Fasern werden gefärbt und zum Weben von Stoffen verwendet. Auch werden derartige Gewebe, Ramba genannt, viel nach Europa ausgeführt. Die ungefärbten Fasern werden zu Strähnen geflochten und kranzartig zusammengewunden in den Handel gebracht. Die Rafiafaser ist allbekannt, da sie bei uns unter dem Namen Bast zum Binden von Blumen gebraucht wird.

Das Bambusrohr findet die verschiedenste Verwendung als Tragstange, Dachsparre, Wasserbehälter; auch werden die eigenartigen Musikinstrumente der Hova, Valia genannt, daraus verfertigt. Diese werden, wie unsere Guitarren, mit den Fingern gespielt.

Tamarinden, Mangos, wilde Feigenbäume schmücken die Ansiedelungen der Eingebornen.

Der Madagaskar hauptsächlich charakteristische Baum ist ohne Zweifel der Baum des Reisenden (Urania speciosa), welcher der Scenerie der Waldabhänge ein ganz eigenartiges Gepräge verleiht. Er gehört zur Familie der Musaceen, obgleich er einer Palme ähnlicher sieht als einer Banane. Die Blätter stehen nicht, wie bei andern Bäumen, im Kreise, sondern erheben sich auf seiner obersten Spitze als ein flacher Fächer. Die Blätter, 15—20 etwa, haben eine Länge von 3 *m* und mehr bei einer Breite von 0,50 *m*, die

Stammhöhe kann bis 30 *m* betragen. Den Namen „Baum des Reisenden“ hat die Ravenola daher, weil, wenn man den untern Teil eines der Blattteile an der Stelle, wo sie alle über einander liegen, mit einem spitzen Stocke ansticht, ein kleiner Strahl kühlen süssen Wassers hervorspringt, an dem der Halbverschmachtete neue Kraft schöpfen kann.

In vielen Büchern hört man Madagaskar als »Kirchhof der Europäer« bezeichnen; jedoch verdient es diese Bezeichnung nicht. Die Westküste ist sogar verhältnismässig gesund. Es ist alter Meeresboden, dem roter Laterit aufgelagert ist. Das Jahr ist in eine nasse und eine trockene Jahreszeit geschieden. Die Regenzeit beginnt ungefähr im November, ist aber nicht so schlimm, als man sie sich vorstellt, und dauert bis Ende März. Während der trockenen Zeit regnet es manchmal Monate lang gar nicht, und der Boden ist dann ausgedörrt und weist tiefe Risse auf, während das Gras versengt ist. Das ist die Zeit der furchtbaren Brände, die manchmal ganze Städte verheeren und auch in Majunga seiner Zeit den Verlust fast des gesamten Materiales über Krokodil-Entwicklung verursachten, welches Verfasser gesammelt hatte.

Die Temperatur ist nicht zu heiss; in Majunga z. B. betrug sie im Sommer mittags 30—31° bei einer nächtlichen Abkühlung um 2—3° C., jedoch verliert durch diese gleichmässige Wärme der Körper im Laufe der Jahre an Spannkraft.

Madagaskars Wert besteht nicht zum kleinsten in seinem Reichtume an Rindern; es wird das in Ost-Afrika so verbreitete Zebu-Rind mit Fetthöcker in grossen Herden gehalten. Schafe giebt es nicht, dagegen findet man in den Ansiedelungen der Eingeborenen überall Ziegen. Reis wird in so grossen Mengen gewonnen, dass derselbe nach Mauritius, den Comoren und Sansibar ausgeführt wird.

Rafia, köstliches Bauholz, Ebenholz, Kautschuck bilden Hauptausfuhrartikel. Kaffee und Vanille gedeihen an der Ostküste überall.

Die Gebirge sind reich an edlen Erzen; Kohle findet sich in den nördlichen Gegenden, und auch Gold wird dem Anscheine nach bei eifrigem Suchen vielerorts aufzufinden sein.

Die Seychellen besuchte Dr. A. Brauer und lieferte eine Schilderung derselben[1]). Die Inseln liegen zwischen 3° 33′ und 5° 35′ s. B. und 55° 16′ und 56° 10′ ö. L. v. Gr. und umfassen etwa ein Areal von 264 *qkm*, es sind 30 Inseln, von denen aber nur 18 bewohnt sind. Die wichtigsten sind Mahé, wo der Sitz der Regierung sich befindet, Silhouette, Praslin (Namen französischer Offiziere), La Digue, Curieuse, St. Anne, Aux Cerfs und Aux Frégates. Der englischen Verwaltung, die ihrerseits der Regierung auf Mauritius unterstellt ist, sind dann noch weiter die Amiranten, Aldabra, Cosmoledo, Farquar und einige andere kleine

[1]) Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. **33.** p. 300 u. f.

Inseln zugeteilt, die meist nicht dauernd bewohnt sind und nur als Kokos-Plantagen, Guano-Lager oder als Fangstätten für Seeschildkröten Bedeutung haben.

Die Seychellen im engern Sinn erheben sich auf einer submarinen Bank von 10 bis 40 Faden Tiefe, welche gegen die Amiranten rasch bis zu 1500 bis 2000 Faden Tiefe abfällt. Wie die Untersuchung gezeigt hat, bilden sie einen einheitlichen Komplex und, von Einzelheiten abgesehen, sind die Verhältnisse auf allen Inseln so sehr dieselben, dass sie gemeinsam besprochen werden können.

Im Gegensatze zu Mauritius und Réunion, welche vulkanischen Ursprunges sind, und zu dem Chagos-Archipel im Norden, Amiranten, Aldabra und andern kleinen Inseln, welche im Süden zwischen den Seychellen und Madagaskar liegen und korallinischen Ursprunges sind, sind die Seychellen ganz von Granit aufgebaut. Diese Zusammensetzung verleiht den Inseln einen bestimmten Charakter und ist schon bei äusserer Betrachtung leicht erkennbar. Die Höhen der Gebirge sind meist abgerundet oder von Blockmassen, die oft das Aussehen von Ruinen zeigen, gekrönt. Die Abhänge bauen sich in hohen Terrassen auf; schroffe Wände, die vertikal und horizontal zerklüftet erscheinen, kastell- oder mauerartig oder in andern phantastischen Formen aufgetürmte oder stark überhängende und zum Absturz neigende Massen treten dem Wanderer überall in den Gebirgen entgegen. Weiter ist der grösste Teil des Landes von den tiefern bis zu den höchsten Teilen mit Granitblöcken jeglicher Form und Grösse bedeckt, oft, z. B. auf der Insel Silhouette, liegen die Blöcke so dicht neben und übereinander, dass man den Boden nicht erkennen kann. So hinderlich die Blöcke der Pflanzung sind, und so viel Boden sie auch der Kultur entziehen, so sind sie doch auch wieder von grossem Werte, indem sie die Abschwemmung der fruchtbaren Erde durch die starken Regen verhindern.

Was dem Granit ein ganz eigenartiges Aussehen verleiht, das sind die Rillen, welche die meisten Blöcke und senkrecht abfallenden Wände mehr oder weniger tief durchfurchen. Sie können senkrecht oder schräg verlaufen; im letztern Falle kann man aber sicher sein, dass der Block beim Absturze eine Verlagerung erfahren hat, und oft lässt sich schon ein neues Rillensystem, das senkrecht verläuft, feststellen. Diese Rillen sind durch das Wasser bewirkt, und zu ihrer Vertiefung mögen die mit dem Wasser herabgestürzten Quarzkörner beigetragen haben.

Wo die von der Vegetation entblössten Massen weniger stark geneigt sind, findet man eine Absprengung von Platten.

Als Verwitterungsprodukt des Granits findet sich überall die sogenannte »rote Erde« oder der Laterit; nur dort, wo die alten Wälder noch erhalten sind, bedeckt eine dicke Humusschicht den Boden.

Im zentralen und nördlichen Gebiete von Mahé, und ebenso auf Silhouette, erheben sich die Gebirge schroff aus dem Meere und er-

reichen im Mont Plaisir auf Silhouette und in den Trois Frères, im Mt. Harrison, Mt. Simpson und andern eine Höhe von 800 bis 850 *m* und im Morne Seychellois auf Mahé eine solche von fast 1000 *m*. In den übrigen Teilen von Mahé und ebenso auf den andern Inseln sind die Berge niedriger, und abgesehen von einigen ins Meer vorspringenden Ausläufern sind ihnen weite Ebenen vorgelagert, deren Boden von Korallensand gebildet wird; oft ist es der Fall, dass unter diesem Sande sich Bänke von steinhart verkittetem Korallensand befinden, die eine Dicke von $^1/_4$ *m* bis zu fast 2 *m* besitzen können und bei der Pflanzung von Kokospalmen erst durchschlagen werden müssen.

Die steilen Küsten und weiter besonders die fast alle Inseln, besonders die Buchten in mehr oder weniger grossem Bogen umgürtenden Korallenriffe machen die Inseln schwer zugänglich. Die kleinern Inseln sind nur von kleinen Schiffen und auch von diesen nur mit grosser Gefahr zu erreichen; nur zwischen der Nordspitze von Mahé und St. Anne lassen die Riffe eine Einfahrt in ein grösseres Bassin frei, welches auch für grössere Schiffe tief genug und durch einen langen Steindamm mit dem Lande verbunden ist.

Der Bau der Korallenriffe ist im allgemeinen der gewöhnliche. An das schmale lebende Riff, welches schroff bis zu 10—20 Faden Tiefe abfällt, schliesst sich ein mehr oder weniger breites flaches Feld an, das aus den von der Brandung losgerissenen, gerollten und dann wieder zusammengekitteten Trümmern besteht. Weiter dem Lande zu wird der Boden von Korallensand gebildet und dieser an den Ufern durch die Wellen in dünenartigen Wällen angehäuft. Zwischen dem lebenden Riffe und dem Lande ist ein breiter, wenn auch flacher Kanal vorhanden. Man würde also die Riffe der Seychellen den Barrièreriffen zuzuzählen haben; indessen würde es falsch sein, aus dieser Bezeichnung zu schliessen, dass die Form, wie bei vielen andern Barrièreriffen, durch eine positive Strandlinien-Verschiebung entstanden ist. Denn im Gegensatze zu der bisher allgemein herrschenden Ansicht, dass die Seychellen eine Senkung nicht nur durchgemacht haben, sondern noch in dieser Bewegung begriffen sind, konnte durch Auffindung von gehobenen Korallenriffen auf fast allen besuchten Inseln festgestellt werden, dass eine entgegengesetzte Bewegung stattgefunden hat, und es ist wahrscheinlich, dass sie noch fortdauert. Der Betrag der Bewegung konnte zwar nur bis zu 25 *m* Höhe mit Sicherheit festgestellt werden; doch lässt die Lagerung vieler Reste an Granitblöcken, nämlich bald unterhalb, bald auf der dem Meer abgewandten Seite, den Schluss zu, dass die Blöcke mit den Resten aus grösserer Höhe herabgekommen sind, der Betrag der Hebung also bedeutender gewesen ist. Da auch auf Aldabra anstehender Korallenkalk bis zu 15 *m* Höhe gefunden wurde, so scheint diese Bewegung ein grosses Areal im westlichen Teile des Indischen Ozeanes umfasst zu haben.

Verschiedene kleinere Inseln, so bei Mahé und Praslin, sind erst in neuerer Zeit mit den grössern in Verbindung getreten, und an verschiedenen Stellen liesse sich heute ohne grosse Schwierigkeiten dem Meere weiteres Land abgewinnen.

Das Klima ist ausgezeichnet; es ist, wie bei der Lage nicht anders zu erwarten ist, ein typisches Seeklima. Trotz der Lage der Inseln nahe dem Äquator ist die Hitze in den meisten Monaten durchaus erträglich, wenn auch die gleichmässige Wärme auf die Dauer erschlaffend wirkt. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 27—29° C., die jährliche Schwankung 10—12° C., die tägliche 6—7° C., die niedrigste Temperatur ist in den tiefern Teilen 23° C., auf den Bergen 20° C., die höchste Temperatur in den meisten Monaten, besonders während der Zeit des SO.- und NO.-Monsuns, also vom Juni bis zum Oktober und vom Dezember bis zum April 29—31° C.; nur in den Monaten April und Mai und November, in der Kalmenzeit, kann sie bis zu 35° C. steigen.

Die Regenzeit ist der Sommer, besonders die Monate Dezember bis zum April. Auf den meisten Inseln fällt im Winter kein oder nur wenig Regen; dagegen erhalten die zentralen Gebiete von Mahé und ebenso Silhouette infolge ihrer hohen Berge und der starken Bewaldung auch im Winter ziemlich reichliche Niederschläge, jedenfalls trocknen die Flüsse niemals aus. Man kann auf Mahé die Tage zählen, wo der Morne Seychellois nicht wenigstens für einige Stunden von einer Nebelkappe bedeckt wäre. Selten sind heftige Gewitter. Die Summe der Niederschläge betrug 1895 2500 *mm*.

Die langen, heftigen Regen können unter Umständen dem Lande gefährlich werden, indem durch sie grosse Bergstürze verursacht werden. An mehrern Stellen kann man die Spuren in Haufen von Blöcken und ins Meer vorspringenden Landzungen, die von herabgeschwemmter Erde, nicht von Laterit oder Korallensand, gebildet sind, erkennen.

Die guten Gesundheitsverhältnisse haben ausser in der Lage auch in dem guten Wasser ihren Grund. Die Flüsse — auf Mahé nicht weniger wie 133 — kommen in starkem Gefälle, oft herrliche Kaskaden bildend, vom Gebirge herab, und da das Wasser über Granitblöcke und Quarzsand fliesst, so ist dasselbe ohne Gefahr zu trinken, zumal auch die Temperatur 23—24° beträgt, Darmerkrankungen also nicht zu befürchten sind. Nur in den südlichern Teilen von Mahé und auf vielen Inseln ist das Wasser ungesund.

Infolge der gleichmässigen Wärme, der grossen Feuchtigkeit und des guten Bodens hat sich eine ungemein üppige Vegetation entwickelt.

Die Küstenstriche, besonders die weiten Ebenen, sind fast überall mit Kokospalmen besetzt. Die Abhänge bis zu 300—350 *m* sind meist der alten Wälder völlig beraubt, und an vielen Stellen bedeckt nur Gras und Buschwerk diese Teile, an andern, besonders auf Mahé, sind an die Stelle des Waldes Kulturpflanzen getreten,

so Kakao, Vanille, Kaffee, Bananen, Ananas, Bataten, Maniok. Goyave (Aphloia), Orangen, Citronen, Zimmet, Brotfrucht, Gewürznelken; weiter finden sich Terminalien, Casuarinen, Bambus und andere mehr. Von den alten Wäldern, welche einst die ganzen Inseln bedeckt haben, finden sich grössere Reste nur noch im zentralen Gebiete auf Mahé und auf Silhouette und Praslin.

Im Gegensatze zu der üppigen Vegetation ist die Fauna arm zu nennen, indessen ist sie wegen der grossen Zahl eigentümlicher Formen sehr interessant. Die wenigen Säugetiere, Hirsche, Flughunde, eine Igelart, sind von Mauritius eingeführt; Ratten und Mäuse sind ausser auf der Insel Aux Frégates in grosser Zahl vorhanden, und besonders die erstern sind eine grosse Plage, indem sie fast jede Kakao-Ernte vernichten und auch dem Kaffee grossen Schaden zufügen. Von den Vögeln sind nicht weniger als 13 Arten den Inseln eigentümlich; von den Reptilien sind ausser Eidechsen, Geckonen, Chamäleonten und nicht giftigen Schlangen besonders die grossen Landschildkröten (Testudo elephantina), die auf Aldabra ihre eigentliche Heimat haben, zu erwähnen; man trifft noch Riesenexemplare an, welche eine Schildlänge von $1^1/_2$ *m* haben.

Wenn auch die Fauna nicht reich ist, so lehrt sie doch ohne weiteres, dass sie der Rest einer alten Fauna eines einst grössern Landgebietes vorstellt. Ob die Armut nur der Zerstörung der Wälder durch den Menschen und durch Brände zuzuschreiben ist, oder ob sie auch in der Geschichte der Inseln begründet ist, muss noch die Bearbeitung des Materiales lehren.

Die Malediven-Inseln schildert C. W. Rosset[1]). Diese Inseln erstrecken sich im Indischen Ozean von 7° 6′ nördl. Br. bis 0° 42′ südl. Br. einerseits und zwischen 70° 33′ und 73° 44′ östl. L. anderseits, bedecken somit einen Raum von ca. 90 Meilen in der Länge und 15 Meilen in der Breite. Sie gruppieren sich zu sogenannten Atollen, deren es mehr als 20 giebt, obgleich man sie gewöhnlich in 13 Gruppen einteilt, eine Zahl, die seit alters her bei den Bewohnern der Insel für politische Zwecke im Gebrauche war. An dem Nord- und Südende der Kette liegen die Atolle einzeln, in der Mitte laufen sie in doppelter Reihe neben einander, einen Zwischenraum von 2—5 Meilen zwischen sich lassend. Das nördliche Atoll ist ungefähr 70 Meilen von Kap Comorin, dem nächsten Punkte Vorderindiens und Male-Atol ungefähr 80 Meilen vom nächsten Hafen Ceylons entfernt.

Dammriffe umgeben die südlichen Atolle und schützen sie gegen den Anprall der Wogen und heftige Stürme, von welchen diese Inseln häufig heimgesucht werden. Nördlich von 3° 31′ nördl. Br. ist keines von den Atollen in dieser Weise eingedeicht, ausgenommen einige wenige abgesonderte Teile. Die Böschung der Riffe nach

[1]) Mitteil. d. geogr. Ges. in Wien. 39. Nr. 8—9. p. 597 u. ff.

der Seeseite hin ist oft sehr steil. Man hat selbst in der Tiefe von 400 *m*, in nächster Nähe der Korallenbänke, mehrfach keinen Ankergrund finden können. Nach der Innenseite ist die Böschung nicht so schroff.

Jedes der einförmigen Riffe enthält Öffnungen, die in den meisten Fällen passende Durchgänge für kleine Boote und Schiffe bilden. Sie sind grösstenteils sehr tief, weshalb sie die Bewohner auch benutzen, um bequem von einem Atoll zum andern zu kommen. Einige gewähren sogar den grössten Schiffen Einlass. Innerhalb der Atolle ist die See frei von Stürmen, sicherer Ankergrund wird 40—60 *m* tief auf dem Korallensandboden gefunden.

Die Kanäle, welche die Atolle trennen, sind in einzelnen Fällen tief und sicher, in andern jedoch schwer passierbar und nur für Dampfer geeignet, da starke Strömungen, je nach der Jahreszeit ostwärts oder westwärts, sie gefährlich machen. Bei Tage kann man alle die Wasserstrassen sicher befahren, da die Riffe, die etwa Verderben bringen könnten, in einiger Entfernung sichtbar sind, Dank der Klarheit des Wassers und der intensiven weissen Farbe der Korallen. Bei Nacht dagegen sind die folgenden vier grössern Kanäle zwischen den Atollen ohne Gefahr zu passieren: 1. der Cardiva oder Fünfgradkanal, der eine Breite von 5 Meilen hat, 2. der Vaimandu, zwischen den Atollen Collomandu und A-du-Matte 3 Meilen breit, 3. der Anderthalbgradkanal, der breiteste und sicherste von allen, gewöhnlich von heimkehrenden Dampfern während des Südwestmonsuns benutzt, und 4. südlich vom Äquator der Äquatorialkanal, 9 Meilen breit, den jedoch die Insel Moloku, die etwas südlich von seiner Mitte liegt, zu einer weniger brauchbaren Verkehrsstrasse macht.

Was die Meeresströmungen betrifft, die durch die Kanäle ihren Weg nehmen, so kann eine allgemeine Beschreibung kein klares Bild hierüber verbreiten und Einzelbeobachtungen über diesen Gegenstand sind nur für einen sehr geringen Teil des Jahres, und zwar in zu kleinem Massstabe registriert worden.

Man darf die Gezeiten und Strömungen nicht verwechseln; die Gezeiten wechseln regelmässig mit einander ab, über die Strömungen kann man als allgemeine Regel aufstellen, dass sie von Juni bis September ostwärts gehen, dann südlich an der Westseite der Insel entlang bis Dezember; gegen Ende dieses Monats beginnen jedoch die Strömungen in dem Cardiva und in den Kanälen ihre Richtung stark westwärts zu nehmen, und zwar bis April; Ende Mai sind sie unsicher und verschiedenartig, bis der Südwestmonsun eintritt. Die Strömungen im Äquatorialkanale sind sehr stark. In der einen Hälfte des Jahres gehen sie westwärts, in der andern ostwärts, den Monsunen entsprechend, aber sie sind auch anderweitigen Einflüssen vielfach unterworfen.

Die Inseln, welche die Atolle zusammensetzen, liegen im Allgemeinen auf den durch die einförmigen Korallenriffe bezeichneten

Kreisen; innerhalb dieser Kreise ist die Anzahl der Inseln sehr gering. Sie sind bald rund, bald länglich gestaltet und sämtlich klein, nur einige gehen über eine Meile in der Länge und Breite hinaus, einige sind nichts als schmale, 50—100 *m* breite Streifen, In den Binnenräumen der Atolle, in den Lagunen, findet man häufig eine beträchtliche Wassertiefe, Die Inseln erheben sich gewöhnlich nicht mehr als bis 2 *m* über der Flutfläche des Meeres, so dass die Kokospalmen beinahe aus dem Wasser hervorzuwachsen scheinen.

Unter den Eingeborenen hat sich die Vorstellung verbreitet gefunden, dass die Inseln allmählich verschwinden, und dass ihre Anzahl durch die unausgesetzte Thätigkeit der Brandung vermindert wird.

Die Anzahl der gesamten Inseln ist zu verschiedenen Zeiten verschieden angegeben worden. Zwei muhammedanische Reisende des neunten Jahrhunderts beziffern sie auf 1900, Ibn Batuta zählt 2000. »Die Anzahl der Inseln«, schreibt Marko Polo, »ist ganz unglaublich. Ich habe von Seeleuten und Lootsen dieser Gegend gehört, dass ihre Anzahl sich auf 12700 beläuft, die unbewohnten mit den bewohnten zusammengenommen!« Kapitän Hamilton spöttelt über sie als über eine Masse von Inseln, die man nicht zählen kann. Der Sultan der Malediven bezeichnet sich als Beherrscher der 12000 Inseln. Hierüber bemerkt Pyrard: »Ich glaube nicht, dass es so viel sind, und dass die Bewohner bloss die Anzahl 12000 nennen, um damit eine unglaubliche, unzählbare Menge zu bezeichnen.«

Ein Blick auf die Karte des Indischen Ozeans wird uns davon überzeugen, dass die Lakediven, Malediven und die Tschagos auf derselben Reihe unterirdischer Gebirge aufgebaut sind, auf denen die Korallenpolypen ihre Riffe von 12° 24′ nördl. Br. bis 7° 39′ südl. Br. errichtet haben. Während die Korallenbänke, die der Insel Ceylon vorgelagert sind, zu den steigenden gehören, rechnet man die Malediven und Lakediven zu den sinkenden.

Eine Eigentümlichkeit bei den Malediven besteht darin, dass die Riffe nicht aus einem zusammenhängenden Ringe bestehen, sondern aus lauter kleinen, ringförmig angeordneten und durch Kanäle getrennten Inseln, die in einem Atolle oft mehr als hundert betragen. Viele dieser Inseln selbst sind wieder ringförmig und enthalten eine mit Seewasser gefüllte Lagune, die mit dem Meere durch einen oder zwei Durchschnitte verbunden ist. Die Tiefe wechselt zwischen 5 und 16 *m*. Die Kanäle in den Inseln und den Atollen sind so entstanden zu denken, dass während der Ebbe das im Innern zurückgehaltene Seewasser einen Ausfluss nach aussen sucht, und dass sich zunächst Rinnsale und im Laufe der Jahrhunderte durch häufige Wiederholung dieses Vorganges Kanäle ausbildeten, die durch Stürme und Meeresströmungen bald erweitert wurden.

Es scheint, dass grosse Atolle durch die in jenen Gegenden herrschenden orkanartigen Stürme in kleinere zerrissen worden sind. Beispielsweise wird die Entstehung des Kanales, der das Malosinadulu-Atoll zerschneidet, einem solchen Orkan zugeschrieben.

Der Anblick dieser ringförmigen Riffe fesselt namentlich durch die Farbenpracht, die er dem Auge darbietet.

Der innere Kreis der Lagune zeigt eine wunderbare smaragdgrüne Farbe, dann kommt ein Gürtel von gleicher Farbe, jedoch mit Olivgrün besprenkelt. Das Riff zeigt ein tiefes Olivenbraun mit dunkelgrünen Flecken untermischt; am äussern Ufer der schneeweisse Gischt der brandenden Meereswogen, etwas weiter hinaus die in apfelgrüner und dann in purpurner Färbung schimmernde See.

Fast alle bewohnten Inseln haben frisches, trinkbares Wasser, eine bemerkenswerte Thatsache, die schon im sechsten Jahrhunderte erwähnt und in unserem Jahrhunderte durch die Analyse einiger Proben bestätigt wurde.

Der Name der Malediven ist zu verschiedenen Zeiten verschieden abgeleitet worden. Wahrscheinlich ist, dass die ganze Gruppe von den Sultaninseln Malé ihre Benennung bekommen hat. Der zweite Teil ihrer Zusammensetzung, diva, entstanden aus dem arabischen »dwita«, bedeutet Insel; der erste Teil Malé lässt sich verschieden erklären; er leitet sich entweder aus dem arabischen Wort »mal« (Reichtum) oder vom hindustanischen »aahal« (Palast) ab und spielt demnach entweder auf den im Vergleiche zu den andern Inseln hervorragenden Reichtum von Malé oder auf die dort befindliche Residenz des Sultans an.

Das Klima der Malediven ist, soweit es sich um seinen jeweiligen Einfluss auf den Europäer handelt, durchaus nicht unangenehm. Der Stand des Thermometers ist nicht sehr hoch. Im Dezember, Januar und Februar, der kühlsten Jahreszeit schwankt es zwischen 26 und 29° C. und fällt des Nachts auf 24° C., im April variiert es von 30 bis 32° am Tage und fällt auf 27° während der Nacht. Die Seebrise mildert die Hitze in dem Grade, dass sie nicht besonders drückend ist.

Auf dem nördlichsten Atoll der Malediven dauert der Nord-Ost-Monsun von Mitte Dezember bis Ende Februar, im März bis April schlägt der Wind nach Norden und Nord-Westen um und wird wiederholt durch Böen verstärkt. Im Mai beginnt der Süd-West-Monsun und dauert vier Monate. Im September weht der Wind aus Nord-Westen, doch unterbrechen ihn gelegentlich westliche, von Regenschauern begleitete Stürme. Im Oktober sind die Luftströmungen mässig und schwankend, oft freilich mit stürmischem Regenwetter Hand in Hand gehend. Im November haben sie die Richtung zwischen Nord-Ost, Nord- und Nord-West, nach der Mitte des Monats kommt eine Periode mit trübem, stürmischem Wetter und lang andauernden Niederschlägen aus Westen. Hiernach tritt der Nord-Ost-Monsun wieder auf, und den ganzen Dezember hindurch haben die nördlichen Malediven angenehmes und klares, nur bisweilen durch Regen getrübtes Wetter.

Adu-Atoll, das 8 Meilen südlich vom Äquator liegt, wird von den indischen Monsunen fast gar nicht berührt. Wind und Wetter

sind dort sehr schwankend, und häufig wird dieses Atoll von Regenschauern und Stürmen heimgesucht. Der Nord-Ost-Monsun fällt in das erste Viertel des Jahres. Das Wetter ist in dieser Zeit weniger trübe und regnerisch als während der Zeit des Süd-West-Monsuns. Im April und Mai wechseln die Winde, kommen aber meist vom Westen; vom Mai bis Dezember springen sie unter vielen Stürmen und Niederschlägen von Westen nach Süden und Süd-Osten über. Um die Mitte des Dezember wird der Äquatorialkanal ungefähr 14 Tage lang durch schwere Böen heimgesucht.

Die Augenblickswirkung des Klimas auf den Körper ist nicht sehr beschwerlich, aber sein dauernder Einfluss gereicht keineswegs der Gesundheit zum Vorteile, selbst bei den Eingeborenen nicht. Dass der Aufenthalt auf den Inseln für Europäer so unzuträglich ist, darf als das Haupthindernis für die Erforschung der Inseln und für die Verbesserung der einheimischen Einrichtungen angesehen werden. Die Grundursachen der Krankheiten, welche die Fremden auf den Inseln befallen, sind die über die ganze Gruppe verbreiteten Lagunen und Sümpfe mit ihren gesundheitsschädlichen Ausdünstungen, teils auch die zu geringen Schwankungen in der Temperatur. Die Eingeborenen lassen die Dschungeln ungehindert in die Höhe schiessen, das dichte Gebüsch umwuchert ihre Wohnungen und schliesst sie von den frischen Seebrisen ab, die eine für die Gesundheit vorteilhafte Kühlung und Reinigung der Atmosphäre hervorbringen könnten. Ausserdem fehlt es für die stagnierenden Gewässer an systematisch angelegten Abflusskanälen.

Die Insel Celebes ist von F. und P. Sarasin aus Basel wissenschaftlich durchforscht worden. Die vollständigen Ergebnisse dieser wichtigen Forschungsreise stehen noch aus, doch hat Dr. P. Sarasin über die Gesichtspunkte, welche ihn bei der Erforschung leiteten, und einige wichtige Ergebnisse Mitteilung gemacht [1]). Die Insel ist schon durch ihre merkwürdige Gestalt auffallend, und eine tektonische Erklärung dieser eigentümlichen Form, deren Arme sich in bogenförmigen Inselreihen weithin fortsetzen, wird zur Einsicht in die Art des Zusammenbruches des ursprünglichen australisch-asiatischen Kontinentes führen. Von jenen Inselreihen werden Kesselbrüche umschlossen, und ein System von solchen leitet von den ostasiatischen Inselguirlanden durch den Malayischen Archipel hindurch nach dem grossen Südbogen (Andamanen u. s. w., Java u. s. w.) hinüber. Der Golf von Tamaiki wird halbmondförmig von einigen Gebirgszügen umsäumt, welche in den Ost- und den Südostarm weiterstreichen; darauf folgt westwärts eine ähnlich gerichtete Absenkung, in deren Längsverlauf drei ausgedehnte und tiefe Seen sich hin-

[1]) Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. **23.** Nr. 7. p. 337 u. ff.

ziehen, der »Seengraben« der Insel. Die übrigen Gebirgszüge, mit Einschluss derjenigen des Nordarmes, scheinen sämtlich nach der Nordwestecke der Insel hinzustreichen, an welcher wild zerrissenen Stelle eine Verbindung mit Borneo bestanden haben dürfte.

Die Stratigraphie bildete ein besonderes Studium. Den alteruptiven Gesteinen (Granit, Quarzit, Grünstein u. a. m.) auflagernd kam von sedimentären Bildungen ein gewaltiges Lager roter Thone zur Beobachtung, am stärksten entwickelt im nördlichen Inselarme. In diesem Rotthon fanden sich keine Fossilien eingeschlossen. Ihn überlagert ein nicht minder mächtiges System grauer Thone, Mergel, fein- und grobkörniger Sande, von welchem verschiedene Schichten an organischen Resten reich sind; sie enthalten abwechselnd marine, lakustre und terrestrische Formen, von letztern phanerogame Pflanzen. Auf die grauen Thone legt sich eine ungeheure Decke neogenen Kalksteines, im Innern der Insel in Form von Korallenkalkfluhen bis zu etwa 1000 *m* Höhe ansteigend, küstenwärts aber in die lebenden Riffe des Strandes sich fortsetzend. Konglomeratschichten leiten von den grauen Thonen nach der Kalkdecke hinüber. Endlich wurden junge Süsswassersedimente, aus Seen abgelagert, angetroffen, so Süsswasserquarz bei Sonder in der Minahassa und Raseneisenstein am Matanna-See, beide mit tierischen und pflanzlichen Resten dicht angefüllt. Rezenter Vulkanismus tritt im nordöstlichen und östlichen Teile des Nordarmes, vielleicht von Gorontalo über die Togean-Inseln bis an die Küste von Zentral-Celebes (bis Kap Api) sich fortsetzend, und ferner im südlichen Ende des Südarmes auf. Celebes ist also zum weitaus grössten Teile nicht vulkanisch. Die bestimmten Linien folgende Verteilung der Vulkane in der Minahassa wurde einem besonderen Studium unterzogen.

Die Fauna und Flora der Insel weist Komponenten sowohl australischen, als asiatischen Charakters auf, wobei die Zahl der letztern überwiegt; eine scharfe Grenzlinie besteht indessen so wenig östlich von Celebes, wie westlich davon. Anklänge an bestimmte benachbarte Inselgruppen, ja an noch viel weiter entlegene Gebiete sind deutlich zu erkennen. Deshalb wurde die lokale geographische Verbreitung der Tiere und Pflanzen genau beobachtet, wie dies die für die einzelnen Halbinseln verschiedene geologische Geschichte und die nach den Höhen wechselnden Unterschiede zu fordern schienen. Dann ist noch der Reichtum der Insel an endemischen, höchst eigenartigen Formen besonders zu erwähnen.

Für die geographische Verbreitung hauptsächlich der Pflanzen erschien die Anstellung meteorologischer Beobachtungen wichtig.

Die Ethnologie der unbekannten Völkerschaften des Innern wurde ebenfalls in den Kreis der Bearbeitung gezogen. Photographische Bilder endlich wurden zahlreich angefertigt und in ethnologische, botanische, geologische und geographische Serien geordnet.

Die Insel Mafia und ihre kleinen Nachbarinseln schildert Dr. Oskar Baumann[1]) auf Grund eigner Bereisung im Herbste 1895. Diese Inseln bilden den südlichsten Teil des Sansibar-Archipels und den einzigen, der nach dem deutsch-englischen Abkommen vom 1. Juli 1890 in deutschem Besitz verblieben ist. Sämtliche Inseln sind reine Korallen-Eilande, die dem Wallriffe der ostafrikanischen Küste angehören; nur auf Mafia finden sich Spuren älterer Kalke. Die grössern Inseln der Gruppe sind seit Menschengedenken bewohnt, die kleinern dienen Fischern als vorübergehender Aufenthalt.

»Die Hauptinsel Mafia ist das südlichste der drei grossen Eilande des Sansibar-Archipels. Es ist zugleich das kleinste und küstenreichste und weicht in vieler Beziehung von den beiden nördlichen Inseln Sansibar und Pemba ab. Was den Namen Mafia anbelangt, so ist es zweifelhaft, ob derselbe Kiswahili-Ursprunges ist. Wenigstens nennen Eingeborene sowohl als fremde Swahili die Insel niemals Mafia, sondern stets Chole[2]). Dabei unterscheiden sie unter Chole mjini, d. h. der Stadt Chole, die auf dem gleichnamigen Inselchen gelegen ist, und Chole shamba, worunter die Hauptinsel Mafia verstanden wird, auf der fast keine geschlossenen Ortschaften, sondern nur Landgüter, Schambas, gelegen sind. Der Name Mafia (spr. Mafía) tritt in der eingeborenen Nomenklatur nur als Kisimani-Mafia, einer Örtlichkeit am Westkap, auf. Dagegen pflegen die Araber die Insel meist mit diesem Namen (von ihnen gesprochen »Mafia«) zu bezeichnen, unter welchem sie auch in der Geschichte vorkommt.«

Die Hauptinsel hat einen Flächeninhalt von 434 *qkm*; sie ist fast völlig flach und erhebt sich nur an wenigen Stellen bis zu 30 *m* über die Meeresfläche, ihre grösste Erhebung übersteigt keine 50 *m*. Geologisch stellt sich Mafia als reine Koralleninsel dar. »Die einzigen Spuren älterer, vielleicht jurassischer Kalke finden sich in der Gegend der Niederlassung Upenja im Zentrum der Insel. Durch die Mitte der Insel, von der Chole-Bai zur Nordküste zieht sich eine von zahlreichen kleinen Seen erfüllte Senkung, in der man zweifellos eine alte Lagune zu sehen hat. Vielleicht bestand die Insel ursprünglich aus zwei, durch die genannte Lagune getrennten Hälften, die, durch die Arbeit der Korallentiere verbunden, mit positiver Niveauveränderung schliesslich vereint wurden. Von der See abgeschnitten, zerfiel die Lagune in einzelne Süsswasserseen. Ein ähnlicher Prozess lässt sich jetzt an der Chole-Bai beobachten, deren Eingänge ebenfalls immer seichter werden, so dass der Zeitpunkt geologisch nicht mehr fern ist, wo die Bai in eine Binnen-

[1]) Wissenschaftl. Veröffentlichungen des Vereins f. Erdkunde in Leipzig 3. 1 Heft, Leipzig 1896.

[2]) Da es sich hier um ein reines Swahili-Gebiet handelt, so wurde die Steere'sche Kiswahili-Orthographie für alle Eigennamen beibehalten. Neben „Chole“ hat auch die deutsche Schreibart „Tschole“ Berechtigung. Unbedingt falsch ist jedoch „Schole“.

Lagune verwandelt sein wird, und die mächtigen Korallenriffe im Süden der Insel, welche der Südströmung ihre Entstehung verdanken und jetzt schon zur Ebbe trocken fallen, als Festland eine Fortsetzung von Mafia bilden werden.

Wie bei Sansibar und Pemba, so lässt sich auch bei Mafia beobachten, dass die dem vollen Anpralle des indischen Ozeans ausgesetzte Ostküste nahezu ungegliedert ist. Sie hat nur eine Einbuchtung, die Mlalapwani-Bai, ist sehr felsig und von heftiger Brandung umtobt und wird deshalb von Segelschiffen gänzlich gemieden. An der Ostküste macht sich eine starke Küstenverminderung bemerkbar. Am Strande findet man grosse Haufen von Bimsstein; es war mir interessant, von erwachsenen Fischern zu erfahren, dass zur Zeit ihrer Kindheit diese Bimssteine noch gar nicht oder doch selten zu finden waren. Man könnte daraus schliessen, dass sie von der Eruption des Krakatao herstammen.

An die Ostküste schliesst sich eine Zone steinigen Korallenlandes, welche jedoch sehr schmal ist und nirgends jenen Grad von Zerklüftung und Unwegsamkeit erreicht wie auf Sansibar. Die Entstehung dieser Zone ist wohl daraus zu erklären, dass die heftigen Winde das Ansetzen einer Humusschicht nur in den Schluchten und Senkungen des zackigen jungen Korallenlandes ermöglichen. Durch seinen zerrissenen Charakter, die zahlreichen Grotten, Hohlräume und Einsturztrichter und durch die im roten Boden der Senkungen wuchernde Vegetation erinnert das Korallenland der ostafrikanischen Inseln lebhaft an den dalmatinischen Karst. Auch die Erscheinung eines verschwindenden Flusses zeigt sich auf Mafia. Es ist dies der Pangani-Bach, der unweit des Dorfes Upenja als periodischer Wasserlauf entspringt und nördlich vom Dorfe Mlola zwischen steilen Korallenwänden plötzlich verschwindet. Diese Wände umschliessen ein längliches Becken, welches, zur Flutzeit mit Seewasser gefüllt, zur Ebbe nahezu trocken fällt. Die Korallenzone erstreckt sich vom Ras Mkumbi längs der Ostküste bis zur Chole-Bai und setzt sich auf den Inseln Miewi, Juani und Jibondo fort.

An das Korallenland schliesst sich im Westen ein Gebiet an, welches den übrigen Teil der Insel einnimmt und vorherrschend sandigen Boden hat. Der rote Lehmboden, der in Sansibar hauptsächlich ansteht, tritt nur vereinzelt, besonders an der Südküste und auf der Insel Chole, auf.

Die Westküste trägt von Ras Mkumbi bis zum Bweni-Kap einen steinigen, der Ostküste ähnlichen Charakter. Hierauf sind ihr Mangroven-Striche und Sandbänke mit hohen Casuarinen vorgelagert, die von seichten Kanälen durchsetzt sind. Das Ufer selbst fällt in einer niedrigen Rampe gegen diese Zone ab. Erst bei Mfungumi tritt der Steilabfall bis knapp an die See und begleitet das Ufer bis südlich von Tireni, von wo ab wieder sandiges und Mangrovengebiet bis zum Westkap bei Kisimani Mafia vorgelagert ist. Das Südufer der Insel ist hoch und ziemlich steil, mit schmalem Man-

grovengürtel. Beim Ras Utende beginnt die Chole-Bai oder eigentlich Chole-Lagune, deren Ufer überall flach und sandig sind und auf kurzem Abstande von dem Abfalle begleitet werden, bis sie bei Mchangani in die Feldküste des Ostufers übergehen.

Über das Klima von Mafia sind noch keine zusammenhängenden Beobachtungen gemacht worden. Die Insel dürfte etwas regenreicher sein als das benachbarte Festland. Die ständige Seebrise lässt die Temperatur erträglich erscheinen. Obwohl keineswegs malariafrei, kann doch Mafia als ein für ostafrikanische Verhältnisse gesundes Land bezeichnet werden und hat in dieser Hinsicht einen entschiedenen Vorteil vor Sansibar und Pemba.

Mafia ist bei seiner geringen Ausdehnung keineswegs arm an fliessenden Gewässern. Im Osten finden sich allerdings nur periodische Wasserrisse. Die Bäche des Westens jedoch führen ständig Wasser, wenn sie auch nur ein geringes, oft kaum merkliches Gefälle haben. Mehrere Bäche, darunter die aus den kleinen Seen entspringenden, münden in die Chole-Bai, andere bei Kichevi im Nordwesten der Insel, einige an der Südküste und bei Kisimani Mafia. Mehrere Bäche bilden an der Mündung ziemlich breite Mangrove-Aestuarien, die bei Flut ein kleines Stück weit befahrbar sind.

Eine Eigentümlichkeit von Mafia sind die zahlreichen kleinen Seen, von den Eingeborenen »Tanda« genannt. Die grösste Menge liegt im Distrikte Ndagoni, die übrigen sind im Norden der Insel verstreut, während es im Süden keine Seen giebt. Fast alle tragen deutlich Spuren eines frühern Zusammenhanges mit dem Meere, haben ziemlich klares, süsses Wasser und sind nur am Ufer verschilft. Sie haben flache Ufer und wohl nur geringe Tiefen. Die beiden Seen Chunguruma bei Kichevi sind von hohem Walde umgeben.

Es ist dies der einzige Fleck der Insel, wo sich wirklich hochstämmiger Wald findet, sonst ist in der Vegetation das Buschland vorherrschend. Im Korallenland wuchert eine ungemein dichte Gestrüppvegetation, welche dem fruchtbaren Humusboden in den Spalten des Korallengesteins entspriesst. Sie trägt einen eigenartigen, ziemlich stacheligen Charakter und ist häufig untermischt mit Baumeuphorbien. Besonders im nördlichen Teile der Insel wird diese Vegetation zu einem förmlichen Walde, der allerdings keine bedeutende Höhe erreicht. Das ganze Sandgebiet, soweit es nicht von Pflanzungen bedeckt ist, ist mit lichtem Busche bestanden. Akazien sind darin vereinzelt, häufig sieht man wilde Phönix-Palmen (Ukindo), ein erika-ähnliches, hohes Gesträuch, und den halbwilden, grossblättrigen Akaju-Baum (Mbibu, Anacardium occidentale), dessen essbare gelbe Frucht einen ebenfalls geniessbaren Kern (Korosho) besitzt, der geröstet wie Mandeln schmeckt. Ausserdem giebt es wohl kaum einen Fleck der Insel, ausser im sterilen Korallenlande (Ngome), wo nicht einzelne Mango-Bäume das Vorhandensein früherer Kulturen anzeigen.

Ob es viele endemische Pflanzenarten auf Mafia giebt, ist zweifelhaft, jedenfalls gleicht die Vegetation im Charakter sehr jener des benachbarten Festlandes. Dasselbe ist auch bei der Tierwelt der Fall, d. h. es giebt viele Arten des Festlandes, die auf Mafia nicht leben, während das Umgekehrte wohl nur wenig vorkommt. Besonders auffallend auf dieser Insel ist das Flusspferd, welcher mächtige Dickhäuter auf Sansibar und Pemba gänzlich fehlt. Es ist zweifellos, dass die Flusspferde ursprünglich aus der Rufiyi-Mündung nach Mafia eingewandert sind. Dass Flusspferde sich stellenweise in die See wagen, ist eine bekannte Thatsache, und man kann sich in der Chole-Bai häufig davon überzeugen, dass sie ein gelegentliches Seebad keineswegs scheuen. Wenn Hochfluten des Rufiyi mit günstigen Winden zusammentreffen, so ist es daher gar nicht verwunderlich, wenn Flusspferde nach Mafia verschlagen werden. Einmal dort angelangt, finden sie die denkbar günstigsten Existenzbedingungen. Die zahlreichen kleinen Seen bieten Badeplätze am Tage, und die Weideplätze der Insel geben reichliche Nahrung. Besonders zur Regenzeit tauchen sie in den entlegensten Teilen der Insel auf und richten durch Abweiden und Zertrampeln in den Pflanzungen der Eingeborenen grossen Schaden an. Noch mehr thun dies die Wildschweine, die in grossen Mengen auf der Insel vorhanden sind, und gegen deren Verheerungen die Eingeborenen sich nur durch Anlage starker Gitter um die Pflanzungen schützen können. Was Flusspferde, Wildschweine und Feldratten verschonen, fällt den Affen zum Opfer, die auf der Hauptinsel, besonders aber in Juani, sich in grossen Herden herumtreiben. An Wild giebt es sonst noch Zwergantilopen (auf Mafia Chesi genannt) und zahlreiche Perlhühner und Wildtauben. Die Webervögel richten an den Kokospalmen stellenweise Schaden an. Der einzige natürliche Feind dieser Tiere und der Haustiere ist die Pythonschlange (Chatu), die in ganz mächtigen Exemplaren vorkommt. Krokodile giebt es auf Mafia keine, dagegen viele grosse, aber gänzlich harmlose Leguane (Kenge). Die Termiten (Nchwa) finden sich auf der Hauptinsel, und besonders auf dem Inselchen Chole, in grossen Mengen. Wildbienen werden von den Eingeborenen in keiner Weise gehegt, doch wird deren Honig öfter ausgenommen.«

Bezüglich der Bewohner, des Verkehres und der Industrie Mafias muss auf das Original verwiesen werden.

Die Insel Sachalin ist von Prof. v. Krassnow besucht und geschildert worden[1]). Diese Insel von etwa 64 000 *qkm* ist die nördlichste der japanischen Inselreihe, und obschon sie sich zwischen den Breitengraden von Triest und Hamburg erstreckt, besitzt sie ein grundverschiedenes Klima und echt polare Lebensverhältnisse.

[1]) Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin. 1896. Nr. 1, pag. 58 — 68.

Nach dem geologischen Baue ist sie eher ein Stück Sibiriens als Japans. Indem die für Japan so charakteristischen Vulkane hier gänzlich fehlen, sind die drei parallelen Gebirgsketten, die sozusagen das Skelett der Insel bilden, nach ihrer Struktur den sibirischen ähnlich. Dr. Schmidt's geologische Forschungen zeigten, dass diese Gebirge wie diejenigen Sibiriens meistens aus Juraschiefern, aus Kreide und Tertiärsandsteinen gebildet sind. Ihr Bau ist jedoch nur teilweise bekannt. Denn da keine von diesen Ketten die Schneegrenze erreicht, so sind sie dicht mit undurchdringlichem Urwalde bewachsen und daher sogar von den eingebornen Jägern sehr selten besucht. Verf. hat die von Schmidt wenig berührten zentralen und östlich gelegenen Teile besucht und bemerkt, und dass hier nicht nur die mesozoischen Schiefer, sondern auch viel ältere Felsarten vorkommen. Im Flussgerölle des Flusses Poronai fand er graue Granitsteine, die vielleicht von der östlich vom Kap Terpenja liegenden Gebirgskette stammen. Südlich davon wird die Ostküste meistens von besonders an fossilen Seeigeln reichem lockern Sandsteine gebildet, den er als tertiär betrachtet. Er ist reich an Torfschichten und amberführenden Lignitlagern. Hier und da werden diese Schichten von Eruptivgesteinen durchbrochen, was sofort das ganze Panorama und die Konfiguration der Küste ändert; gewöhnlich ist hier die Küste einförmig.

»Eine Stufe, mit undurchdringlichem Tannenwalde bewachsen, endigt in einem fünf Faden hohen Abfalle an dem grasbedeckten Uferstreifen, auf dem, von Sturmwellen angeschwemmt, tote Bäume und andere Meeresauswürfe verwesen und die vom Elymus arenarius bläulich grüne Wiese dem Fussgänger ganz unpassierbar machen.

Auch diese Wiese fällt stufenweise zum sandigen Strande ab, wo mächtige Wellen des Stillen Ozeans, von der Kurilen-Kette fast garnicht geschwächt, mit lautem Getöse und schäumenden Kämmen rollen, manche fadenlange Laminarien, andere Meeresalgen und krystallhelle Medusen auswerfend. Tritt aber an die Stelle des Sandsteins Eruptivgestein, so ändert sich plötzlich das ganze Bild. Weit in das Meer hinaus tritt dann das Festland, von Riffen und kleinen Inseln umgeben. Das Meer schäumt von den brandenden Wellen in den tiefen schwarzen Grotten. Doch ist der Gegensatz der weissen Wellengipfel und schwarzen Felsen nicht so gross wie der der zahlreichen weissen Seevögel, die überall auf den Felsen nisten und, wie in Polargegenden, hier echte Vogelstädte bilden. Im Wasser spielen Seehunde, hier Nerpa genannt, und im ganzen hat die Fauna dieser Küste einen echt nördlichen Charakter, was von der kalten Meeresströmung verursacht ist. Ausnahmsweise, in der Nachbarschaft der grossen Längsthäler, ist die Küstengegend flach, sumpfig und baumlos. Die alte Terrasse besteht dann aus lockerm Konglomeratgerölle. Dieses Konglomerat bildet den Boden der Längsthäler, und da er recenten und marinen Ursprunges ist, deutet somit hier alles auf ein früher viel höheres Meeresniveau. Zu dieser Zeit mussten die brandenden Wellen alle hervorragenden, aus Eruptivgesteinen bestehenden Halbinseln der Küste aus dem lockern Tertiärgesteine herausarbeiten und die Küstenformen der Gegenwart schaffen. Damals standen alle Längsthäler unter Wasser, und Sachalin bestand aus drei kleinen, durch Wasserstrassen getrennten Inseln. Viel weniger interessant ist unter den entsprechenden Breiten die Westküste. Im Norden ist sie flach oder mit Sandhügeln bedeckt; ihre südlichen, aus Juraschiefern auf-

gebauten Teile mit ihren Ammoniten, Steinkohlengruben und Dioriten wurden ausführlich in Schmidt's Werke beschrieben.

Da das Gebirge im Innern eine mittlere Höhe von 4 — 5000 Fuss erreicht und einige Gipfel noch höher sind, ist es selbstverständlich, dass die Pflanzendecke der Insel eine sehr mannigfaltige sein muss. Noch mehr Variation der Pflanzendecke geben hier ganz ungewöhnliche klimatische Verhältnisse. Von zwei kalten Seeströmungen umgeben, befindet sich Sachalin im Winter, wie die ganze sibirische Ostküste, im Gebiete des kalten NW-Windes der sibirischen Anticyklone Dieser Wind wird von der gefrorenen Tatarischen Strasse nicht im geringsten gemildert. So verbindet die Insel einen ausserordentlich kalten Winter mit sehr kaltem Sommer, was ihr, ihrer südlichen Lage ungeachtet, eine ganz besondere klimatische Stellung giebt.

Wo in der That kann man unter den Breitengraden von Triest und Berlin Schnee im Mai an offenen sonnigen Stellen am Meeresniveau liegen sehen? In Sachalin ist das eine allgemeine Erscheinung. Im dichten Walde bleibt die Schneedecke oft bis Ende Juni liegen, in Schluchten bis Ende Juli, und da der Sommer kalt und trübe ist, schmilzt der Schnee langsam. Schneefälle wurden hier bis Ende Mai beobachtet. Bis Mitte Juni friert hier das Wasser, und schon im September treten von neuem Fröste auf. Ende September fällt schon wieder der Schnee. Zuweilen kommen Fröste sogar im Juli vor. Im Mittel vierjähriger Beobachtungen waren vom 1. Juni bis 12. September nur 8 Tage klar; 13 klare Tage kommen nur ausnahmsweise vor. Manchmal erhebt sich an der Ochotskischen Küste wochenlang die Tagestemperatur nicht über 8° C Die mittleren Temperaturen der Luft sind im Sommer zu Korsakoff — welches unter der Breite von Triest liegt — gleich denen von Archangel in Nordrussland, im Winter gleich denen Zentralsibiriens. Deswegen gehen hier, der grossen Feuchtigkeit ungeachtet, alle Verwitterungsprozesse sehr langsam vor sich. Obschon ich noch in Korea echte tropische Laterite beobachtete und noch in den Steingruben bei Wladiwostok die Verwitterungsprozesse ungeheuer schnell erfolgen, bleiben hier die Steine und Bodenbestandteile fast unverwittert. Die organischen Stoffe bilden auf der Oberfläche des Bodens torfähnliche Schichten, kein Humus wird den Mineralstoffen des Bodens beigemischt, und auf dem waldentblössten steinigen Boden gedeiht keine Kultur. Nur alluvialer, sumpfiger humusreicher Boden der Flussthäler ist hier noch tauglich.

Alle diese Abnormitäten des Klimas sind, wie gesagt, im Sommer von den kalten Strömungen, im Winter von sibirischen NW-Winden hervorgerufen. Deswegen spielt hier die Entfernung vom Seeufer und die topographische Lage eine grosse Rolle. Besonders sind im Innern der Insel diese Anomalien an der Pflanzendecke zu beobachten, Anomalien, wie sie vielleicht an keiner anderen Stelle der Erdkugel beobachtet werden können. Im Gebiete der japanischen Gewässer ist der Charakter der Verbreitung der Pflanzenarten dem unserigen umgekehrt. Bekanntlich wurde schon in Sibirien und sogar in Mitteleuropa manchmal beobachtet, dass während der Winterkälte die Gebirgsgipfel viel wärmer sind als die Ebene. So ist es auch hier. Die kalte und schwere Winterluft sammelt sich unten, oben aber geniessen die Gipfel die warme Seeluft. Da aber in Sachalin auch im Sommer die Kälte von unten, von der Seeoberfläche, kommt, so sind hier das ganze Jahr hindurch die Temperaturverhältnisse den unserigen entgegengesetzt.

Dementsprechend herrscht auch die arktische Vegetation am Seeufer vor, die Wälder mit japanischen subtropischen Arten bis zu einer gewissen Höhe, und nur auf den höchsten Gipfeln giebt der Wald wieder seine Stelle den antarktischen Pflanzen.

Von der Ferne scheint unsere Insel dicht mit Urwald bewachsen zu sein. Obschon hier bis jetzt keine einzige Föhre beobachtet wurde, wachsen Tannen, Fichten und sibirische Lärchen sehr gut und bilden den Haupt-

bestandteil der Wälder. Die jungen Bäume in Küstengebieten sprossen dicht nebeneinander, bis sie im Kampfe ums Dasein einander töten, und nur wenige stärkere Exemplare kommen zur Entwicklung. Deswegen sind alle Zwischenräume mit stehenden und liegenden Baumleichen erfüllt, welche die freie Bewegung hindern und dem Menschen diese Wälder unpassierbar machen. Die Flora dieser Wälder ist unserer nordlappländischen ähnlich. Am Westufer haben die Wälder mehr gemischten Charakter, besonders im SW der Insel. Hier entwickelt sich auch reichere Blumenflora; noch im Juli geben blühende Maiglöckchen, schöne ostsibirische Lilien und andere Blumen der Mandschurei diesen Waldwiesen einen unseren Wiesen ganz unbekannten Schmuck.

Doch nicht in der Nähe des Seeufers, sondern auf einer gewissen Höhe, meistens im Innern der Insel, verlieren die Wälder ihren hyperboräischen Charakter; ganz unerwartet erscheinen hier subtropische Formen des glücklichen Südens. Im ewig grünen Laub der Taxus baccata erheben sich hohe Sträucher von japanischen Ilex crenata und mannshohe Halme von Bambus, echte indische Dschungles im Schatten der hochnordischen Koniferen bildend. Strauchartige Vaccinien, schöne Hydrangea schmücken, wie im immergrünen Urwald des Himalaya, den Wald mit ihren blauen Blüten, und kolossale Blätter der Arialaceen und Petasiten bedecken die Flussufer. Nur am höchsten Gebirgsgipfel schwindet der Wald, und an dessen Stelle tritt das Knieholz Pinus cembra pumila und immergrüne Matten von Empetrum nigrum.

Wo das Ufer flach und dem Winde preisgegeben ist, herrscht echt arktische Tundren-Vegetation. Bäume fehlen fast gänzlich, nur unter dem Schutze der Sandhügel entwickeln sie sich manchmal, bilden aber nur verkrümmte, horizontal wachsende Formen, da alles, was aus dem Schnee hervorragt, von der trockenkalten Winterluft wie mit einer Gärtnerscheere abgeschnitten wird.

Doch das echte Tundren-Gebiet liegt nicht an der Seeküste, sondern im Innern in den grossen tektonischen Längsthälern, besonders in den Thälern der Flüsse Poronai und Tym. Mit Ausnahme weniger Stellen, an denen mit Spiraea salicifolia grasbewachsene Sumpfwiesen vorkommen, ist das ganze Gebiet dieser Ebenen eine polare Tundra, mit gefrorenem Boden, Torfmoosen und arktischer Vegetation.

Im Gegensatze zu der Küstenvegetation sind diese Thaltundren nicht von kalten Winden, sondern von der ungünstigen Drainage des Bodens verursacht. Nirgends fanden sich hier auf gut drainiertem Boden oder an steilen Gebirgsabhängen arktische Pflanzenformationen. Im Gegenteile, flache Ebenen sind immer ihre Heimat. Je näher wir vom Gebirge zu solchen Ebenen kommen, desto grössere Veränderungen finden im Habitus der Wälder statt. Die Tannen und Fichten sehen dann krankhaft aus; nach und nach schwinden sie vollständig, und an ihre Stelle treten nur Lärchen, deren helles Laub neben den dunklen Tannen den angenehmsten Eindruck macht. Die Vegetation der Lärchenwälder ist von der des Tannenwaldes grundverschieden. Sie besteht aus Variationen der Tundrenpflanzen und ist von grossem wissenschaftlichen Interesse für denjenigen, der sich mit der Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt beschäftigt. Die Ostküste Asiens mit den sie umsäumenden Inselketten hat, wie bekannt, keine Gletscherzeit gehabt. Vom Äquator bis zu den Polargegenden geniesst sie eines feuchten Klimas, welches im Süden dem Klima unserer Tertiärzeiten, im Norden dem der vorglacialen Epoche entspricht. Die tropische Vegetation geht hier allmählich in die arktische über. In Yokohama und Sendai wachsen noch Palmen, in Yeso sind schon hochnordische Formen vorhanden. Die allgemeine Abkühlung der Nordhalbkugel scheint seit der Glacialzeit ununterbrochen hier fortzudauern, und dementsprechend sterben hier im Norden langsam die Elemente der früher überall herrschenden subtropischen Vegetation aus. Bis jetzt sind noch hier und da echte lebende

Fossilien, Reste dieser Flora, deren Hauptbestandteile von diesen geschützten Stellen weit nach Süden verdrängt sind, geblieben.

Je sanfter die Thalabhänge werden, desto schlechter wird die Entwicklung der Lärchen und desto zwergartiger und sonderbarer werden ihre Formen. Wie unsere Föhren auf den hochnordischen Torfmooren, werden hier die Lärchen nur wenige Arschinen hoch. Solche verkümmerte Formen sind recht phantastisch und erinnern sehr an die Zwergbäume, welche die japanischen Gärtner künstlich durch Beschneiden der Wurzel erzeugen. Auf der Ebene schwinden die Bäume gänzlich, und meilenweit erstreckt sich öde gefrorene Tundra mit Rentieren und echt polarer Pflanzen- und Tierwelt. Die Torfschichten, die unter der Oberfläche solcher Tundren liegen, erreichen manchmal die Mächtigkeit von sieben Faden, und sehr oft habe ich unter diesen Torfschichten fossile Lärchenstämme gefunden. Die Richtung ihrer Wurzeln zeigte, dass wir es hier mit einem in situ begrabenen Walde zu thun haben. Man könnte glauben, dass durch eine Klimaänderung die Wälder vernichtet wurden, und dass ihre Stelle die Tundra eingenommen hat. Mir scheint aber, dass diesen Wechsel der Tundren und Lärchenwälder andere Agenzien verursacht haben. Wir haben schon gesehen, wie gering hier die Sommerwärme ist, wie trübe die Sommertage sind, und wie spät der Schnee sogar an offenen Stellen zu schmelzen anfängt. Kein Wunder, dass auf einer schlecht drainierten Ebene, auf einem Lehmboden, unter dem Schutze des Waldes der Schnee fast bis Juli liegen bleibt, und der Boden zu spät aufzutauen anfängt. Auf der immer nassen Oberfläche entwickeln sich die Torfmoose, die den freien Zutritt der warmen Sommerluft hemmen und dem Boden nicht aufzutauen erlauben. So werden die Lebensverhältnisse für den Wald immer ungünstiger, die Tannen sterben allmählich aus, um ihre Stelle den Feuchtigkeit liebenden Lärchen zu überlassen. Aber auch diese können auf dem gefrorenen Boden nicht wachsen, nehmen verkümmerte Formen an und sterben aus, um der öden Tundra mit echtem Torfmoore und arktischen Pflanzen zu weichen. So sind auf der Insel Sachalin alle grossen Ebenen in Tundren und halbgefrorne Torfmoore verwandelt worden, und echt polare Landschaft herrscht überall, wo keine Berge oder Hügel zu sehen sind.«

Die Falklandinseln. Eine Schilderung derselben bringt die Laplata-Rundschau[1]). Diese Inseln liegen zwischen 51° und 52° 45′ südlicher Breite und 57° 37′ und 61° 20′ westlicher Länge von Greenwich, d. h. in paralleler Richtung mit dem Kap »de las Virgenes« und in einer Entfernung von etwa 500 *km* vom Kap Horn. Man unterscheidet zwei grosse Inseln: West-Falkland (200 *km* lang und bis 60 *km* breit), welches früher von den Spaniern Cruzada genannt wurde und jetzt bei den Engländern unter dem Namen Egmont bekannt ist, und Ost-Falkland oder »Soledad« (300 *km* lang und bis 100 *km* breit); ferner zählt man bis 200 kleinere Inseln. Der Gesamtflächeninhalt jenes Archipels beträgt nach den neuesten Berechnungen 16700 *qkm*.

Die Küsten der Hauptinseln sind auffallend zerrissen, aber an schönen Häfen reich. Die Baien durchschneiden manchmal die Inseln fast ganz und weisen eine Menge von Buchten auf; die bedeutendsten sind in der Westinsel die König George- und die Königin Charlotten-Bai und Port Edgar, in der Ostinsel der Choiseul-Sund mit dem Mare-Harbour, der Stanley-Harbour und der Barkeley-

[1]) Laplata-Rundschau 1894. p. 39.

Sund mit Port Louis. Auch die beide Inseln trennende Strasse, der Falklandsund, hat viele gute Ankerplätze.

Das Innere der Inseln ist öde und einförmig, meist ebener Boden oder Hügelland, das gegen das Innere ganz allmählich ansteigt, derart, dass in Ostfalkland der Mount Usborne in den Wickhambergen 497 *m* Höhe und in Westfalkland der Mount Adam sogar 700 *m* Höhe erreicht. Das Gestein ist durchgängig Übergangsschiefer und im Norden von einer Kette paläozoischer Schichten durchzogen; an den Spitzen der Hügel findet sich Quarzfels, während der Boden meist torfig und von vielen kleinen Bächen und schönen Seen reich bewässert ist. An Mineralien kommen Eisen, Blei und Steinkohlen vor. Die Inselgruppe ist von einem Seegrasmeer umgeben, das sich in einer Ausdehnung von 10 bis 15 Längengraden bis über 40° südlicher Breite gegen Nordosten erstreckt.

Das Klima ist sehr gesund und zeichnet sich besonders durch die Häufigkeit von Wind und Regen aus; sonst ist es auffallend gleichförmig. Hitze und Kälte sind gleich unbekannt; der Monat Januar (Sommer) weist eine Temperatur von 9.8° und der Juli (Winter) eine solche von 2.5° C. auf; die Mitteltemperatur des Jahres beträgt 6.1° C., der Regenfall 550 *mm* im Jahre. Die Luft ist immer sehr bewegt, und Westwinde sind vorherrschend.

Die Flora der Inseln ist der von Patagonien und des Feuerlandes in den einzelnen Arten nahe verwandt. Die eigentümlichsten Pflanzen sind das »Tussakgras«, die hauptsächlichste Nahrung des Viehes, und der »Sumpfbalsam«, der in den Ebenen kugelige Hügel bis zu 1 *m* Höhe bildet. Bäume fehlen ganz; von Getreide wird nur Gerste und Hafer gezogen, während alle europäischen Gemüsearten gedeihen.

Die Tierwelt gleicht ebenfalls der patagonischen, ist aber viel ärmer. Von Säugetieren findet sich nur eine Art wolfsartiger Fuchs, der eingeborene »Narrah«, der aber in Ostfalkland jetzt ausgerottet wird; Seehunde und Wale sind an den Küsten nicht mehr so häufig wie früher. Von Vögeln (18 Arten Landvögel) sind besonders Schwimmvögel überaus zahlreich und verschiedenartig, auch Fische giebt es in grossen Massen, Insekten dagegen in geringer Anzahl, und Reptilien fehlen wahrscheinlich ganz.

Die grasreichen Ebenen sind von Scharen von verwildertem Rindvieh und Pferden bedeckt. Ebenso sind Schafe, Schweine und Kaninchen eingeführt und haben sich sehr vermehrt; man zählt gegenwärtig gegen 676 000 Schafe.

Die Beschäftigung der Einwohner (etwa 1800 Seelen), meist Schottländer, beschränkt sich auf Viehzucht und Fischfang; Landbau in grossem Massstabe zu betreiben, hindert die Bodenbeschaffenheit.

Die Insel Juan Fernandez wurde gelegentlich einer zweijährigen zoologischen Forschungsreise längs der südamerikanischen Westküste von Dr. Ludwig H. Plate besucht und $2^1/_2$ Monate lang

durchforscht[1]). »Das Gestein der Insel ist ausschliesslich vulkanischer Natur und besteht aus schwarzer, basaltischer Lava, der an einzelnen Stellen weissliche oder rötliche Tuffe eingelagert sind. Während nun für die eruptiven Gesteine der massige, nicht geschichtete Aufbau ganz allgemein als das wesentlichste Merkmal gilt, zeigen die Lavawände von Juan Fernandez eine grosse Ähnlichkeit mit sedimentären Gesteinen; sie sind nämlich deutlich geschichtet. Die Insel fällt fast überall mit senkrechten Wänden, deren Höhe zwischen 100 und 300 *m* schwankt, gegen das Meer zu ab, und nur in dem Hafen der Ansiedelung (Bahia Cumberland), dem Puerto Ingles, dem Puerto Frances und der Bahia de la Vaqueria erstrecken sich die Thäler bis an die Küste, so dass man an diesen Stellen ohne Mühe vom Meere aus in das Innere der Insel vordringen kann. Betrachtet man nun vom Meere aus eine solche Lavawand, so erkennt man sofort, dass sie geschichtet ist; denn sie wird in ganzer Ausdehnung von zahlreichen horizontalen Linien durchsetzt. Längs derselben springt das Gestein in schmalen Kanten vor, auf denen sich das »Teatina-Gras« (Avena hirsuta) angesiedelt hat und gelbe Streifen bildet. Von Strecke zu Strecke, in 20 und mehr Meter Entfernung von einander, werden diese Querlinien von schmalen vertikalen Streifen durchbrochen, die nicht selten sämtliche Schichten, häufig aber nur einen Teil derselben durchsetzen. Sie stehen im allgemeinen senkrecht zu den horizontalen Linien. Da sie sich auch in der Färbung von der Hauptmasse des Gesteines etwas unterscheiden, so lassen sie sich noch in 1 *km* Entfernung von der Küste deutlich wahrnehmen. Die horizontalen Linien sind wohl der Ausdruck des successiven Aufbaues der Insel; aus einem submarinen Krater ergossen sich Lavaströme und breiteten sich auf dem Grunde des Ozeans aus. Die Eruptionen wiederholten sich häufig, und so floss eine Lavaschicht über die andere, um später zum Teile über die Oberfläche des Meeres gehoben zu werden. Viel schwieriger scheint die Erklärung der vertikalen Streifen zu sein. Vermutlich zogen sich bei der Erkaltung die zuerst gebildeten Schichten des feurig-flüssigen Magmas zusammen und bildeten zahllose Risse und Spalten in ziemlich regelmässiger Verteilung. Sobald die nächste Lavaschicht sich ergoss, füllte sie diese Spalten aus, wurde selbst aber ebenfalls in derselben Weise zerklüftet, und so wiederholte sich dieser Prozess mit jeder neuen Eruption. Ohne Zweifel war die Insel in frühern Erdperioden sehr viel grösser. Eine Untersuchung des Meeresbodens zwischen Mas-a-tierra und Mas-a-fuera wird vielleicht später den Beweis erbringen, dass die beiden Inseln, welche jetzt 92 Seemeilen von einander liegen, ursprünglich nur eine einzige bildeten oder doch wenigstens die höchsten Punkte desselben submarinen Plateaus darstellen und daher gleichzeitig entstanden sein müssen.

Entsprechend der vorherrschenden Windrichtung offenbart sich

[1]) Verhandlg. der Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. 33. p. 221 u. ff.

der zerstörende Einfluss des Meeres vornehmlich an der Südküste. Hier finden sich zahlreiche Höhlen von oft beträchtlichen Abmessungen im Niveau der Brandung, und mehrere etwa 50 *m* hohe, steil kegelförmige, wie Bischofsmützen aussehende isolierte Felsen, die über und über bedeckt sind mit Farnkräutern, sind in einiger Entfernung der Küste vorgelagert, die letzten Spuren einer vergangenen Zeit, in welcher sich die ganze Insel bis zu ihnen ausdehnte.

Mas-a-tierra zerfällt trotz seiner Kleinheit (1 : $2^1/_2$ deutsche Meilen) in zwei Regionen, eine östliche gebirgige und eine westliche, tiefer gelegene und mehr ebene, welche beide im Klima, in der Vegetation und in der Physiognomie der Landschaft erhebliche Unterschiede aufweisen. Als Grenze zwischen beiden Zonen kann ungefähr der Kamm jener Gebirgskette gelten, welche von der nördlichsten Spitze der Insel nach Südost bis zum Gebirgsstocke des Yunque, des höchsten Berges (927 *m*) von Mas-a-tierra, verläuft. Das östlich von dieser Linie sich ausdehnende Gebiet wird von zahlreichen, zwischen 400 bis 900 *m* hohen Bergketten durchzogen, deren Verlauf im einzelnen noch nicht karthographisch festgelegt ist, und deren Abhänge und Thäler zum grossen Teile dicht bewaldet sind. Die Spitzen dieses Gebietes, vor allem der wolkensammelnde Yunque, ragen bis in die wasserdampfreichen höhern Luftschichten hinein und bedingen das ganze Jahr hindurch häufige Niederschläge, so dass jedes Thal von einem Bächlein durchzogen wird, und sich an vielen Stellen eine tropisch-üppige Vegetation entwickeln konnte. Im Gegensatze hierzu wird die ganze westliche Hälfte der Insel nur von einem schmalen, die Nordküste begleitenden Höhenrücken durchzogen, dessen höchste Spitzen ich auf 400 *m* schätze. Der grösste Teil dieses Gebietes liegt hingegen nur 100 bis 200 *m* über dem Meere, und die Temperaturunterschiede sind hier so gering, dass oft monatelang kein Regen fällt. Daher fehlt der Wald hier vollständig, und die weiten welligen Ebenen sind entweder fast kahl oder überwiegend mit gelbem, monotonem Teatina-Gras bedeckt, welches auf das Auge kaum erfreulicher wirkt als der nackte Erdboden. Kleine Bäche bilden sich höchstens im Frühjahre nach einzelnen stärkern Regengüssen, versiegen aber bald.«

Die Entstehung des ost- und westindischen Archipels behandelt Prof. K. Martin[1]) in einer Rektoratsrede, gestützt auf eigene Forschungen in West- und Ostindien. Er geht dabei von der Abkühlung und Kontraktion der Erde aus, wodurch Runzelung der Kruste und Erhebungen von Massen- und Kettengebirgen neben Senkungen erfolgen. Die entstandenen Strandverschiebungen lassen sich in den niederländischen Kolonien Ost- und Westindiens sehr deutlich erkennen, weil dort Korallenkalke mit scharf ausgeprägten Strandlinien eine weite Verbreitung besitzen. Martin schildert die

[1]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 2. p. 361.

Entstehung dieser eigentümlichen Gebilde im einzelnen, zeigt, wie die Korallentiere Riffe bauen und diese wieder, sobald sie durch fortschreitendes Wachstum in den Bereich der Brandung aufwärts schreiten, von dieser teilweise zertrümmert und die Trümmer mit Eintritt des Hochwassers an der Küste aufgetürmt und zerkleinert werden. »Feiner, aus der Zertrümmerung von Korallen und Muscheln hervorgegangener Sand wird durch die auf- und ablaufenden Wellen über den Strand hin und her bewegt und schleift die zahlreichen Zinken und Spitzen des Bodens glatt, so dass er trotz seiner eigentümlichen, löcherigen und zackigen Beschaffenheit doch in allen Teilen fein poliert wird. Zur Ebbezeit sieht man eine ausgedehnte, nahezu ebene und nach dem offenen Meere nur wenig geneigte Kalkplatte, welche die Insel gürtelartig umgiebt, alle Umrisse des Landes getreulich nachahmend und nur dort unterbrochen, wo durch Bäche eingeführtes Süsswasser oder Schlammmassen das Leben der Korallentiere vernichten. Das macht bei Niedrigwasser bisweilen den Eindruck, als treibe ein solches Eiland auf einer riesigen Schüssel im Ozeane. Das Ganze ist ein eintönig grau gefärbtes Gebilde, ebenso reizlos wie das untermeerische Bild des lebenden Riffes schön war; aber es ist auch in seinem Gesamtcharakter so eigentümlich und leicht kenntlich, dass es nur geringer Beobachtungsgabe bedarf, um an fossilen, weit über das jetzige Meeresniveau hinausgerückten Korallenkalken die ehemalige Brandungsterrasse wieder zu erkennen. Der Eingeborene spürt sie sogar mittelst seiner Füsse, da es den sonst nicht gerade empfindlichen Leuten eine Qual ist, diese zackigen Felspartien zu passieren, und hier trägt der unbeholfenere, beschuhte Europäer im Klettern und Marschieren gegenüber dem ausdauernden Naturmenschen in der Regel leicht den Sieg davon. Solange aber das Riff noch vom Wasser überströmt wird, ist es für den Anwohner eine nie versiegende Nahrungsquelle. Da wimmelt es von Fischen, denen man mittelst künstlicher, in den Boden gepflanzter Gerüste, mit Körben, Wurf- und Schöpfnetzen, mit Angelruten, Wurfspeeren und mehrspitzigen Pfeilen nachstellt, und das nicht nur bei Tage, sondern auch bei Nacht, wo man die Tiere mittelst helllodernder Harzfackeln heranzulocken und in Mengen zu erbeuten versteht. Bald sind es im Wasser watende Leute, welche in dieser Art auf den Fischfang ausziehen, bald wieder Scharen von Boten, welche die Buchten einsamer Eilande mit ihren Lichtern erhellen, als ob dort ein Feuerwerk hergerichtet wäre. Auf dem Korallenboden findet sich auch der walzenförmige Trepang, welcher sich daselbst den Darm mit Meeressand füllt, bekanntlich ein Leckerbissen der Chinesen und daher ein wichtiger Handelsartikel, so dass der Mensch in manchen Gegenden nicht nur seinen eigenen Bedarf an animalischer Nahrung mit den Erzeugnissen des Riffes deckt, sondern noch obendrein hierdurch genug gewinnt, um die geringen anderweitigen Lebensbedürfnisse vollauf befriedigen zu können. Hühner und

Schweine finden zur Ebbezeit ebenfalls reichliche Nahrung am Strande.«

Wird dagegen durch eine negative Strandverschiebung das Korallenriff trocken gelegt, so erscheint zunächst eine nahezu horizontale Kalkplatte, die als mehr oder minder ausgedehnte Ebene das Land umgürtet und mit einem schroffen Absturze am Wasser endigt; doch bleibt dies Gebilde nicht lange verändert, da die Brandung, welche den Polypen erst das üppige Wachstum ermöglichte, nun sogleich ihr Zerstörungswerk beginnt, um wieder zu vernichten, was sie noch vor kurzem aufbauen half. Die Woge nagt an dem Kalkfelsen und höhlt ihn in der Hochwasserlinie aus, so dass er sich bisweilen wie ein Gewölbe über dem Haupte des am Ufer Hinfahrenden erhebt; oder es entstehen durch ihren Einfluss abgeschrägte Wände, welche in Verband mit der horizontalen obern Fläche des Korallengebildes im Profile ganz auffallend an den Bug eines Schiffes erinnern. Daher rührt die im indischen Archipel öfters vorkommende Bezeichnung batu kapal (Schiffsfels), und ebenso paperu (hängende Lippe).

Indessen bleibt es nicht bei solchen Erosionsformen; die Welle dringt weiter und weiter ins Gestein ein, bald rascher, bald langsamer, je nachdem das fossile Riff, welches der Art seiner Entstehung nach hier lockerer, dort kompakter gebaut ist, der Zerstörung einen grössern oder geringern Widerstand entgegensetzt. So entstehen langgestreckte und tiefe Höhlen, deren Decke, getragen durch zerstreute, festere Kalkpfeiler, lange erhalten bleiben kann, und im günstigsten Falle bildet sich sogar unter dem alten, trocken gelegten Strande wiederum ein neuer, unterirdischer aus.

Alle diese Wirkungen der Erosion des Meeres bilden nun an der Flutgrenze einen deutlich markierten Streifen aus, der bei einer weitern negativen Verschiebung der Küstenlinie aufwärts rücken kann, aber ganz untrüglich die alte Lage des Strandes kennzeichnet. Damit ist die erste trockengelegte Strandlinie über dem Niveau des Meeres geschaffen. Nun sickert das Regenwasser durch die Kalksteine, löst sie zum Teil auf und setzt dann den kohlensauren Kalk wiederum an der Decke der dem Meere zugekehrten Höhlungen ab. Fledermäuse ziehen in die Grotten ein, und wenn die betreffende Gegend dem Weltverkehre geöffnet ist, so folgen alsbald die Schaben und Ratten, als wollten sie andeuten, dass Pioniere des Kulturlebens nicht immer zu den angenehmsten Erscheinungen gehören, und dass seine Errungenschaften nicht ohne manche unangenehme Zugaben genossen werden können.

Aber nicht nur die Tierwelt, sondern auch der Mensch ergreift hier und da von diesen Höhlen Besitz. Und wie heute, so haben die Höhlungen der Strandlinien schon von Alters her dem Menschen gedient: die Indianer, welche die westindischen Inseln bewohnen, versahen ihre Wände vielfach mit Zeichen einer sogenannten Bilderschrift; sie malten an ihnen mit Hilfe von ockrigem Eisenerze braun-

rote, bis $^1/_2$ *m* im Durchmesser haltende Figuren, die zum Teile Nachahmungen von Menschen, Tieren oder Sternen sind, zum Teile dagegen noch nicht gedeutet werden können. Ganz ähnliche Zeichen sind auch aus dem Osten des indischen Archipels bekannt; sie befinden sich auf den Kei-Inseln (Klein-Kei) an senkrecht zur See abfallenden Felsen, und zwar so hoch, dass die betreffenden Stellen dem Menschen unerreichbar sind. Die Erklärung für diese anscheinend so wunderbare Thatsache, dass die Zeichnungen heutigen Tages an unnahbarer Stelle stehen, ist nicht schwierig; denn sie leitet sich aus dem Umstande her, dass der Korallenkalk oft von tiefgehenden, vertikalen Spalten durchsetzt wird, die man bisweilen schon an kaum trockengelegten Riffen beobachtet. Daher stürzen denn manchmal gewaltige Kalksteinfelsen von den Gebirgen hernieder, und unter andern ist mir aus der Gegend von Fontein auf der westindischen Insel Bonaire ein Thaleinschnitt bekannt, welcher durch die endlosen Mengen abgelöster und durcheinander geworfener Blöcke den Eindruck macht, als wäre der ganze Untergrund gewaltig gerüttelt worden. So dürfte auch auf den Kei-Inseln die jetzige, steile Küstenwand nur ein Resultat von Felsstürzen sein, wodurch die in alten Strandlinien gelegenen Höhlen dem Tageslichte geöffnet, aber zugleich dem Menschen unzugänglich wurden. Vielleicht waren es früher Totengrotten, da es bekannt ist, dass auch andere Höhlen von Klein-Kei diesem Zwecke gedient haben.

Es liegen in dieser Gegend 4—5 Strandlinien über einander, welche uns die fortschreitende, negative Verschiebung der Küstenlinie in verschiedenen Stadien vor Augen führen, und in ähnlicher Weise ist an zahlreichen andern Punkten sowohl in Ost- als in West-Indien eine grössere Zahl alter Strandlinien zu beobachten. Auf der kleinen zu den Uliassern gehörigen Insel Saparua, im Osten von Ambon, befinden sich deren nicht weniger als elf am Gunung Rila, dessen abgeflachter Gipfel im Norden des Hauptortes aufragt. Sie bilden dort auf der Höhe schmale Terrassen, welche in schroffen Stufen nach der Meeresseite hin abfallen, und deren haushohe Felsen man nur nach mühevollem Klettern mit Hand und Fuss ersteigen kann. An der Südküste der kleinen Insel Buton, südöstlich von Celebes, erkennt man schon im Vorbeifahren deutlich neun Strandlinien, welche genau parallel dem jetzigen Meeresspiegel verlaufen, und auch an der benachbarten Insel Siompu ziehen sich diese Bildungen langgestreckt in gleichbleibender Höhe über der Wasserfläche hin. Auf Curaçao sind drei scharf ausgeprägte Terrassen vorhanden, welche das Eiland mit unbedeutenden Unterbrechungen derart ringförmig umziehen, dass die Höhen von der Küste aus in scharf ausgeprägten Stufen aufwärts steigen, und diese Beispiele liessen sich noch durch zahlreiche andere vermehren.

Nun ist es klar, dass nicht nur die Strandlinien, sondern die Korallenkalke überhaupt uns ein Mass für die Beurteilung des Betrages an die Hand geben, um den das Meer in bezug auf die

Felsen abwärts rückte, da es selbstredend überall dort geflutet haben muss, wo wir augenblicklich seine fossilen Polypenbauten antreffen. Auf dem Berge St. Hieronimo, im nördlichen Curaçao, liegen aber die letztern 218 *m* über dem jetzigen Spiegel des Ozeans; auf dem Gunung Rila in Saparua 224 *m*, und am Berge Nona auf Ambon erreichen sie sogar 400 *m* Meereshöhe. Das bedeutet demnach eine Strandverschiebung um mehrere hundert Meter, und die gefundenen Werte geben uns noch nicht einmal den Maximalbetrag hierfür an, da einerseits die ältern Kalksteine teilweise der Erosion und den Einwirkungen der Atmosphärilien zum Opfer gefallen sein müssen, während es sich anderseits nicht erweisen lässt, dass die betreffenden Korallenbauten bereits vor dem Eintritte der Küstenverschiebung den Spiegel des Ozeans erreicht hatten. Diese bedeutende Änderung in dem relativen Stande von Land und Wasser fällt aber ganz und gar in die quartäre (höchstens dem allerjüngsten Tertiär angehörige) Periode oder ins Zeitalter des Menschen; denn die eingehende Untersuchung der organischen Reste in den erwähnten Riffkalken hat gelehrt, dass sie — soweit solche überhaupt zu erhalten waren — allen Tieren angehörte, welche noch heutigen Tages in den benachbarten Meeren lebend vorkommen.

Der Gedanke liegt nahe, die frühere Ausbreitung des Meeres an der Hand der fossilen Korallenbauten zu rekonstruieren, und es liesse sich dies in den Tropen gewiss mit grösster Genauigkeit ausführen, wenn nicht die Polypentiere so ungemein empfindliche Wesen wären, dass ihren Existenzbedingungen selbst an den Küsten der warmen Meere nur in sehr günstigen Fällen Genüge geleistet wird. So besitzen zum Beispiele auf Buru trockengelegte Riffe nur eine sehr geringe Verbreitung, und der Grund hierfür ist in dem geologischen Baue der Insel zu suchen; denn diese besteht hauptsächlich aus quarzreichen, archäischen Schiefern und kieselreichen, ältern Kalksteinen. Der Sand aber, welcher als Verwitterungsprodukt dieser Gebirgsmassen durch die Flüsse und Bäche dem Meere zugeführt wird, muss durch den Gehalt an Quarzkörnern im höchsten Grade verderblich für das Leben der Korallentiere werden, da diese ohnehin ein klares Wasser zum üppigen Gedeihen verlangen. Wir ersehen hieraus zugleich, dass das Fehlen von fossilen Riffen in den Tropen keineswegs ein Gegenbeweis gegen die Strandverschiebung ist; an einer und derselben Insel lässt sich sogar in der Regel ein stetiger Wechsel beobachten zwischen Küsten mit einer Decke von alten Korallenkalken und solchen, denen eine derartige Auflagerung durchaus fehlt. Meistens ist es denn auch leicht, an solchen Orten zu erforschen, weshalb die Polypen dort nicht aufkommen konnten.

Trotz der vorhandenen Lücken in der Ausbreitung der alten Bauten ist aber dennoch die Rekonstruktion der frühern Meeresbedeckung in vielen Fällen fast bis in alle Einzelheiten hinein möglich.

So waren unter andern die kleinen Inseln im Osten von Ambon, welche man als die Uliasser zusammenzufassen pflegt, vor dem Beginne der negativen Strandverschiebung zum grössten Teile noch unter dem Spiegel des Ozeans begraben, während Ambon selbst aus drei gesonderten Eilanden bestand. Eins derselben entsprach dem Innern der jetzigen Halbinsel Leitimor, ein zweites dem Berge Salhutu, welcher augenblicklich 1300 *m* hoch über das Meer hinausragt, ein drittes, dem Kerne des südwestlichen Hitu mit den Gipfeln des Wawani und Latua. Auch Huamual, welches sich heutigen Tages als eine langgestreckte Halbinsel des westlichen Serans darstellt, war derzeit noch selbständig und bestand im wesentlichen aus dem Wáuwangi und den unmittelbar an ihn sich anschliessenden Höhen. An der Südküste des heutigen Serans griffen die Buchten der Piru- und Elpaputi-Bai viel weiter als jetzt ins Innere hinein, und auch die Abteilung der Wahaï im Norden war zum grossen Teile vom Meere bedeckt, ebenso der nördliche Abschnitt der Insel Buanó, im Westen von Seran.

Ganz analoge Verhältnisse finden wir wiederum in West-Indien vor. Auch hier waren die Inseln Aruba, Curaçao und Bonaire zum grössten Teile noch untergetaucht, als die Riffe sich bildeten. Von Bonaire war nur die Nordwestecke mit dem Brandaris sichtbar, und Aruba bestand damals vermutlich noch gar nicht; Curaçao dagegen wurde im wesentlichen aus dem St. Christoffel gebildet, dessen Spitze sich nun 376 *m* hoch über den Ozean erhebt. West- und Ost-Curaçao blieben sogar noch lange nach dem Eintritte der Strandverschiebung von einander getrennt, bis sie endlich zusammenwuchsen und die Riffkalke zu einer beide Inselteile verbindenden Brücke wurden. Das östliche Curaçao bildete anfangs ein ovales Korallenriff, ein sogenanntes Atoll, wie man es in tropischen Meeren so vielfach antrifft. Innerhalb dieses Ringes flutete das Wasser, welches durch eine Anzahl von Rinnen mit dem offenen Ozeane in Verbindung stand, um mit Ebbe und Flut ab- und zuzuströmen. Die einzigen Bewohner des Atolls dürften Seevögel gewesen sein, welche hier eine vortreffliche Gelegenheit zum Fischen fanden; denn die Gegenwart von Scharen dieser Tiere ist dadurch angedeutet, dass die fossilen Riffkalke an vielen Orten mit Guanosalzen durchtränkt worden sind. Mit dem Beginne der negativen Strandverschiebung hatten die Polypentiere bereits den ganzen Aussenrand der heutigen Insel überwuchert, wobei sie das Grundgebirge mantelartig bedeckten, während dieses im Innern des Atolls im wesentlichen frei von Korallenbauten blieb, eine Folge davon, dass daselbst die Wachstumsverhältnisse wegen mangelnder Nahrungszufuhr ungünstig waren. Nun wurden die Riffe allmählich trocken gelegt, und während die Erosion aussen die langen Terrassen, steilen Stufen und an Höhlungen reichen Strandlinien schuf, zog sich das Meer aus dem Innern der Insel zurück, bis endlich der Boden daselbst vom Wasser frei wurde. So bildet denn jetzt dieser östliche Teil von Curaçao

ein Land mit äusserst merkwürdigem Relief, als Ganzes betrachtet. eine länglich-ovale Schüssel mit steil aufstehendem Rande, welcher durch die treppenartig zur See abfallenden Höhen gleichsam künstlich ausgearbeitet erscheint. Der Boden dieser Schüssel ist ein flachwelliges Hügelland, aus tief zersetztem Diabas gebildet, von kaffeebraunem bis grünlichem Kolorit und zur Trockenzeit der Hauptsache nach so kahl, dass es schon des geübten Auges eines Botanikers bedarf, um auf ihm etwas anderes als zerstreut stehende, krüppelige Bäume des Dividivi und hohe Cereen zu entdecken. Letztere begleiten die Fahrwege und scheiden die Besitzungen von einander ab. Der Rand der Schüssel wird von den fossilen Korallenriffen gebildet. von eintönig grauen, schroffen Felsmassen, welche ebenfalls im wesentlichen kahl bleiben, und in denen die alten Einschartungen des Atolls zu schmalen Schluchten geworden sind. Wenn man von einer solchen Schlucht oder vom Meere aus durch sie hindurch auf das Innere der Insel blickt, so gewahrt man Landschaftsbilder der eigentümlichsten Art, wie sie wohl nur wenigen Gegenden eigen sein dürften, hohe, steile und zerrissene Felspartien beiderseits und dahinter ein weit niedrigeres Land mit sanft geschwungenen Linien, in dem hin und wieder ein plumpes, weiss getünchtes Gebäude auftaucht, von vereinzeltem Gebüsch umgeben; sonst alles öde und fast den Stempel der Verlassenheit tragend. Dass Curaçao trotzdem nicht verlassen ist, verdankt es bekanntlich in erster Linie seinem vortrefflichen Hafen, und dieser ist wiederum nichts anderes als eine der alten Lücken in dem ursprünglichen Atoll. Die Einschartungen, anfänglich durch Meeresströmungen offen gehalten, wuchsen auch bei der Trockenlegung des Landes nicht überall zu. weil die aus dem Innern des Landes zur Regenzeit abgeschwemmten Schlammmassen der Entfaltung der Polypen in jenen natürlichen Abzugskanälen entgegenwirkten. Niedrigere Teile des Kesselthales im Innern der Insel blieben ferner mit diesen Kanälen des alten Riffs in Verbindung, und so entstanden die eigentümlichen Binnengewässer, welche Curaçao auszeichnen und in ganz ähnlicher Weise auch auf Bonaire vorkommen. Das Schottegat, in dem die grösste Flotte ein gutes und gesichertes Unterkommen finden dürfte, ist nur ein Überrest der alten Meeresbedeckung des quartären Atolls, an dessen einstigem Innenrande Fort Nassau liegt, auf schroff abstürzendem Felsen das Wasser überragend; in dem alten Kanale des Riffs aber fahren die Schiffe aller Weltgegenden ein und aus, Handel und Verkehr auf dem sonst so öden Felseneilande vermittelnd.

Auf Sumatra, Java und Borneo fehlen alte Riffe fast ganz. »Diese grossen Eilande verleihen ansehnlichen Strömen das Leben. welche ihre gewaltigen Schlammmassen der Javasee zuführen, um deren Boden allmählich zu erhöhen und das Leben von Korallentieren ebenso wie an der Küste Surinams vielerorts zu ersticken. Um sich dies klar vor Augen zu führen, braucht man nur einmal die Strasse von Madura zu passieren, woselbst die Anschwemmungs-

produkte des Solo-Flusses die Durchfahrt zwischen dem genannten Eilande und Java bald zu verstopfen drohen. So sehen wir denn dementsprechend in den flachen Küstengegenden der genannten grossen Sunda-Inseln meistens Muschelbänke oder ganz fossilienleere Sedimente an die Stelle trocken gelegter Riffe treten, um derart ebenso wie in West-Indien die Allgemeinheit der stattgefundenen Strandverschiebung auch an den grössern Landmassen zu erweisen.

Batavia liegt gleich Paramaribo auf einem quartären, an Resten der heutigen marinen Fauna reichen Boden, welcher bei Anlage artesischer Brunnen durchteuft wurde, und im Küstenstriche von Samarang haben derartige Bildungen mehr als 60 *m* Mächtigkeit, während in der Umgegend von Grissee die Muschelablagerungen weit landeinwärts reichen, in die Niederungen zwischen dem tertiären Hügellande von Ost-Java eingreifend. Auch in den Zinnseifen (stroomtinerts) von Biliton finden sich stellenweise prächtig konservierte Überreste derjenigen Fauna, welche noch heute in dem benachbarten Meere lebt, so dass die Conchyliengehäuse, deren Farbe sogar erhalten geblieben, mit Erzmasse erfüllt oder auch mit ihr zusammengewachsen sind. Wie auf der westindischen Insel Aruba die frühere Meeresbedeckung dazu beigetragen hat, den Boden zu zersetzen, aufzulockern und zu sichten, um die in ihm enthaltenen, schweren Goldteilchen zu sammeln und so ein goldführendes Seifengebirge zu bilden, so dürfte auch auf Biliton im gegebenen Falle die Konzentrierung der Erzmassen unter Mitwirkung des Meeres geschehen sein.

Das ganze flache Land im östlichen Sumatra war ferner in quartärer Zeit von den Wellen des Ozeans überflutet, und auch an der Westküste reichte die Wasserbedeckung weit ins Innere der heutigen Insel hinein; denn hier vermochte Verbeek diluviale Bildungen bis zu 200 *m* über den heutigen Meeresspiegel aufwärts zu verfolgen, wenngleich Fossilien dort nicht entdeckt wurden. Auf Borneo ist wiederum ein an Gold, Platin und Diamanten reiches Diluvialgebirge bekannt, aus dem das Gold schon seit Jahrhunderten von Eingeborenen und von Chinesen gewonnen wird. Marine Absätze der quartären Zeit, welche saumartig das Hügelland dieser Insel umgeben, wurden aber schon im Jahre 1837 von Horner als alte Küstenbildung erkannt, und in der Westerafdeeling von Borneo fand vor kurzem Wing-Easton, dass sich vielerorts 100 *m* über dem heutigen Meeresspiegel deutliche Spuren von Wellenwirkungen an verschiedenen Eruptivgesteinen erkennen liessen. Das bis jetzt Angeführte dürfte genügen, um darzuthun, dass die grossen Sunda-Inseln nicht minder als der östliche Teil des ostindischen Archipels von der negativen Strandverschiebung betroffen wurden. Eine derartige Verlegung der Küstenlinie ist sowohl für Niederländisch-West- als Ost-Indien als eine ganz allgemein nachzuweisende Erscheinung zu betrachten.«

Solche negative Strandverschiebung ist aber nicht auf die niederländischen Kolonien beschränkt, sondern sowohl in den Tropen

als in höhern Breiten begegnet man vielfach einer Verlegung der Küstenlinie nach abwärts. Martin erörtert die einzelnen Möglichkeiten zur Erklärung dieser allgemeinen Erscheinung und betont, es sei erforderlich, die Strandlinien in allen Buchten rings um die Eilande herum zu verfolgen und hiernach die gemeinschaftliche Fläche, in der sie liegen, festzustellen. »Erst wenn eine solche Fläche dem Meeresniveau parallel gefunden wird, darf man von einer Strandverschiebung reden, die genau parallel dem Wasserspiegel erfolgt und alsdann in der That schwerlich auf eine Verschiebung der betreffenden Erdscholle zurückzuführen ist. Die Möglichkeit, dass Änderungen im Stande des Meeres mit dazu beigetragen haben, den Betrag der negativen Strandverschiebungen zu erhöhen, lässt sich vorläufig zwar nicht zurückweisen; anderseits fehlt uns noch jede Handhabe, um zu beurteilen, inwieweit die Kordillere von Venezuela, die alluvialen Sedimente von Surinam und die hohen Gebirge der Grossen Sunda-Inseln zu einer Deformation des Meeresniveaus im positiven Sinne mitgewirkt haben mögen. Die Hauptursache der Verlegung der Küstenlinie nach unten ist aber unstreitig in Verschiebungen der Erdkruste und nicht des Meeres zu suchen, und schwerlich ist es auch ein Zufall, dass sich der grösste Betrag jener Verlegung an der Aussengrenze bedeutender Senkungsfelder des Ozeans befindet. Am klarsten ist dies in Ost-Indien, woselbst das bedeutendste Ausmass der quartären Hebung dem östlichen Teile des Archipels angehört, also gerade in dasjenige Gebiet fällt, welches auch aus andern Gründen als die Grenze des asiatischen und australischen Kontinentes betrachtet werden muss. Hier kommt der labile Zustand der Erdkruste am deutlichsten zum Ausdrucke.«

Die Veränderung des Wasserstandes an der schwedischen Küste. Rosen hat[1]) die in Schweden von 1759 bis 1875, besonders aber die von 1887 bis heute an 7 Stationen mit abzulesenden Instrumenten angestellten Beobachtungen über die Veränderungen des Meeresspiegels untersucht und folgende Ergebnisse erhalten: 1. Die periodischen Schwankungen des Meeresspiegels in der Ostsee und im Kattegat, die auf klimatischen Ursachen beruhen, sind sehr konstant. Die einzig wahrnehmbare Abweichung ist im Bottnischen Meerbusen beobachtet; sie hat ihren Grund in der ergiebigern aber unregelmässigern Wasserzuführung durch die Flüsse in diesem Teile der Ostsee. 2. Die lokalen Schwankungen, hervorgerufen durch Meeresströmungen und Winde, sind sehr beträchtlich und betragen bis 18 Zoll. 3. Weder die Ostsee, noch das Kattegat zeigen an der schwedischen Küste ein konstantes mittleres Niveau; die Schwankungen sind teils säkular, teils periodisch. 4. Das mittlere Niveau der Ostsee ist um ungefähr $7\frac{1}{2}$ Zoll höher als das des Kattegat.

---

[1]) Hettner's geogr. Zeitschrift. 2. p. 588.

8. Das Meer.

Die grössten Meerestiefen. Mit Bezugnahme auf die neuesten Messungen des englischen Kriegsschiffes »Pinguin« in der Südsee und auf einen Bericht von W. J. L. Wharton, macht A. Supan einige Bemerkungen über die grössten bis jetzt bekannten Meerestiefen[1]). »Die grösste Seehöhe besitzt bekanntlich der Gaurisankar mit 8840 *m*. Die grösste bekannte Meerestiefe beträgt jetzt 9427 *m*, fast 1000 *m* mehr als die bei Japan (8515 *m*), die bis zum Sommer 1895 als Maximaltiefe galt.

Aber wichtiger noch als die absoluten Werte der neuen Lotungen ist ihre Lage. Von den Fidschi-Inseln bis Neuseeland zieht sich ein unterseeischer Rücken von 2000—4000 *m* Tiefe, auf dem sich zahlreiche Inseln und Riffe erheben. Die 4000 *m*-Linie kann als der östliche Rand dieses Tongaplateaus (wie Supan es genannt hat) gegen die Tiefsee betrachtet werden. Entlang diesem Rande liegen nun drei Einsenkungen mit mehr als 6000 *m* Tiefe.

1. Im N haben wir unter 17° 4′ S., 172° 14½′ W. die vereinzelte Lotung der »Egeria« mit 8284 *m* Tiefe.

2. Die mittlere Senke erstreckt sich ungefähr von 23 bis 25° Br. Hier finden wir unter

23°	39′	S.,	105°	4′	W.	9184 *m*	
24	—	»	175	14	»	6752 »	
24	37	»	175	8	»	8098 »	(»Egeria«)
24	49	»	175	7	»	7854 »	(»Egeria«).

Diese mittlere Senke ist die einzige, deren Umgrenzung wir mit einiger Sicherheit angeben können. Nach N hebt sich der Boden bis zu 2387 *m* östlich von Eua (Tongagruppe), im W liegt das Tongaplateau, im O sind Tiefen von 5000 *m* gemessen worden, im S liegt ebenfalls eine Erhöhung, denn unter 25° 45′ S., 175° W. erreichte das Lot schon bei 4045 *m* den Boden. Nach NO könnte allerdings eine Verbindung zwischen der mittlern und nördlichen Senke, wie Supan sie 1892 angenommen hat, stattfinden, aber angesichts der neuen Erfahrungen hält er diese Hypothese nicht mehr für begründet.

3. Die südliche Senke ist viel ausgedehnter als die mittlere, denn sie erstreckt sich von ca. 26½° bis über 31° S. Die Lotungsstellen sind:

26°	40′	S.,	175°	10′	W	6126 *m*
27	44	»	175	30	»	8047
28	44	»	176	4	»	9413
29	40	»	176	32	»	7096
30	28	»	176	39	»	9427
31	15	»	177	18	»	6794

Die Grenzen dieser Senke gegen W sind ganz unbekannt, nur nach Analogie mit der mittlern Senke können wir vermuten, dass auch

[1]) Petermann's Mitteilungen 1876. p. 69.

sie nach dieser Seite abgeschlossen ist. Einer Lotungsreihe in der offenen Südsee begegnen wir erst wieder im S der Chatham-Insel; Die grösste Tiefe zwischen 160 und 180° W. betrug hier nur 5489 *m*.«

Sedimentbildung. Über das Problem der Sedimentbildung verbreitete sich Dr. K. Weule[1]). Die Ablagerung von Sedimenten im Wasser erfolgt entweder auf mechanischem Wege, indem die schwebenden Bestandteile sich dort absetzen, wo die transportierenden Kräfte zu einer weitern Fortbewegung nicht mehr ausreichen, oder auf chemischem Wege durch Abscheidung löslicher Stoffe. Eine dritte Art der Sedimentation erfolgt durch die Kombination beider, indem die mechanisch abgelagerten Stoffe durch chemisch aufgelöste Cemente verkittet werden. »Es liegt in der Natur der Sache«, sagt Verf., »dass von diesen Prozessen der chemische eine ungleich grössere Anziehungskraft auf die Forschung ausüben musste als der mechanische, der ja allem Anscheine nach ein ungeheuer einfacher Vorgang ist. Immerhin erscheint es auffallend, dass auch jener erst spät Gegenstand der exakten Forschung geworden ist. Zwar besitzen wir Analysen des Meerwassers schon aus den ersten Jahrzehnten unseres Jahrhunderts, jedoch Grund legend für die Chemie der Sedimentbildung sind erst die in den vierziger und fünfziger Jahren veröffentlichten ausgezeichneten Untersuchungen eines Forchhammer, Gustav Bischof und Justus Roth geworden, denen in neuerer Zeit die Arbeiten von Mellard Reade sich anreihen.

Jüngern Datums noch als jene Arbeiten sind, wohl eine Folge jener scheinbaren Einfachheit des Vorganges, die Untersuchungen über die Mechanik der Sedimentbildung. Über das Jahr 1874 geht, mit einer Ausnahme, keine der diese Seite des Problems behandelnden Veröffentlichungen zurück. Seitdem ist dann allerdings die Forschung in Fluss gerathen, und eine Menge von Publikationen sind erschienen; alle diese zahlreichen Arbeiten aber und besonders die der letzten Jahre zeigen mit erstaunlicher Klarheit, dass die Ablagerung schwebender fester Teilchen keineswegs der einfache Vorgang ist, für den er von vielen, bis in unsere Tage hinein, angesehen wird, sondern ein Vorgang, reich an Komplikationen und abhängig von einer Menge von Faktoren.

Es ist eine auffallende Thatsache, dass das aus der mechanischen Zerstörung der Festländer hervorgehende Material, also die Abrasionsprodukte der Küsten und der dem Meere durch die Flüsse zugeführte Detritus, eine verhältnismässig schmale Randzone in der Bedeckung des Meeresbodens einnimmt. Diese »Kontinentalzone des Meeresgrundes«, wie v. Richthofen sie nennt, ist durchschnittlich etwa 250 *km* breit, oft erheblich schmaler, anderseits auch wieder bedeutend breiter, wie z. B. an der brasilianischen Küste, wo sie 600 *km* Breite erlangt. Diese geringe Breitenausdehnung muss des-

[1]) Ann. der Hydrographie 1896. Heft 3. S. 402 u. ff.

wegen überraschen, weil, rein physikalisch betrachtet, die Bedingungen für eine Suspension der festen Teilchen im Meere zum mindesten denen gleich stehen, welche diese Suspension in den trägen Unterläufen der Ströme hervorgerufen. Abgesehen von dem höhern spezifischen Gewichte des Meerwassers ist dieses gerade in den grossen ozeanischen Becken, in denen die Kontinentalzone sich so besonders scharf markiert, derartig intensiven, dauernden Bewegungen und Erschütterungen unterworfen, dass ein Transport mechanisch beigemengter fester Teilchen über das ganze Areal a priori angenommen werden könnte. Dass dieses nicht der Fall, ist einzig und allein dem bemerkenswerten Umstande zuzuschreiben, dass im Meerwasser die fein verteilten festen Stoffe mit einer Geschwindigkeit zu Boden fallen, die, um nur einen allgemeinen Wert anzugeben, etwa 15mal so gross ist als diejenige im Süsswasser.

Diese Thatsache ist der Punkt, um den sich alle neuern Untersuchungen drehen, um den sie sich auch drehen müssen, denn sie sind der Grundzug einer Physiognomie, deren Züge durch Faktoren niederer Ordnung, wie Salzgehalt, Temperatur und Druck des Meerwassers, Menge und Art, Gestalt und Grösse der festen Partikelchen wohl modifiziert, aber nicht bis zum Verkennen verändert werden können. Aus diesem Grunde kann von einem wirklichen Erkennen der Sedimentationsvorgänge erst von dem Zeitpunkte an die Rede sein, in dem die Kenntnis dieser Eigenschaft des Meerwassers der Forschung zu Gute kommt.«

Verf. bespricht nun die Arbeiten von W. H. Sidell, welcher 1837—1838 Versuche anstellte, um die Schnelligkeit zu bestimmen, mit der im Mündungsgebiete des Mississippi die Ablagerung suspendierter Teilchen vor sich ging. Er fand, dass zum Absatze der Sinkstoffe im unvermischten Flusswasser 10 bis 14 Tage nötig waren, dass dagegen die Lösungen von Salzen und Säuren schon völlig klar wurden in dem kurzen Zeitraume von 12 bis 18 Stunden. Sidell weiss keine Erklärung für das Phänomen; er konstatiert nur, dass lösliche Verbindungen nicht eingegangen werden, dass aber trotzdem die festen Teile sich ungleich schneller absetzen, als dies durch die Geschwindigkeitsabnahme des fliessenden Wassers allein zu erklären wäre. Hiermit stimmt denn auch die Lage der Barren am Treffpunkte von See- und Flusswasser trefflich überein. Sidell ist mit seinen nur wenige Zeilen umfassenden Ausführungen der erste, der den alten Satz, dass alle mechanische Sedimentablagerung ausschliesslich durch Abnahme der bewegenden Kräfte erfolge, bewusst umgestossen hat.

Seine Ergebnisse blieben infolge ungünstiger äusseren Umstände lange unbeachtet, und erst seit 1874 erschienen weitere Veröffentlichungen über das verschiedenartige Verhalten von festen Sinkstoffen in reinem Wasser und in solchem mit Zusatz von Salzen und Säuren, unter welchen diejenigen von Brewer, Barus und Thoulet

die wichtigsten sind. Die Resultate ihrer Beobachtungen fasst Weule wie folgt zusammen:

1. Die Ablagerung von Sedimenten erfolgt in salz- oder säurehaltigem Wasser ungleich schneller als im Süsswasser. Dasselbe Resultat fand auch Brewer, entgegen andern Autoren, für alkalisches Wasser.

2. Je grösser die Menge der gelösten Stoffe, desto schneller erfolgt der Absatz, ohne dass jedoch die Fallgeschwindigkeit direkt proportional wäre der Stärke der Lösung. Brewer experimentierte mit Salzsäure, Salpetersäure, Schwefelsäure und mit Mischungen dieser Säuren. Ihre Gegenwart klärte das Wasser in 5 bis 10 Minuten besser, als destilliertes, mit Sinkstoffen beladenes Wasser in Wochen oder Monaten wurde. Verdünnte nun der Forscher die Lösungen durch Abgiessen des geklärten obern Teiles und Zusatz von destilliertem Wasser, so ging auch der Absatz immer langsamer vor sich, bis schliesslich bei einem bestimmten Säuregehalte die Klärung ebenso langsam oder langsamer von statten ging als in reinem Wasser. Brewer hat Versuchsgläser, in denen Königswasser in vieltausendfacher Verdünnung sich befand, jahrelang stehen lassen, ohne dass die Opaleszenz sich verlor. In Seewasser verlangsamte sich die Klärung bei stetiger zehn- bis zwanzigfacher Verdünnung ebenfalls auf Wochen und Monate, aber sie trat schliesslich doch ein.

3. Mit der Verminderung des Salzgehaltes wächst die Fähigkeit der Gewässer, sowohl grössere Massen von Sinkstoffen aufzunehmen, als auch dieselben länger schwebend zu erhalten. Wo frisches Wasser in Gebiete kommt, in denen Salzwasser den Schlamm abgesetzt hat, rührt es denselben auf und hält ihn suspendiert. Diese Eigenschaft des Süsswassers ist von geradezu phänomenaler Bedeutung für die Sedimentbildung in all den zahllosen Gebieten, wo See- und Flusswasser um das Platzrecht streiten; wir kommen deshalb noch darauf zurück.

4. In Wasser, das 10 % Meerwasser und darüber enthält, fallen die Sinkstoffe ebenso schnell zu Boden, wie im verdünnten Seewasser. Diese Bestimmung rührt von Thoulet her. Er verglich die Fallgeschwindigkeiten gleicher Mengen von Kaolin, von denen die eine in Seewasser aus dem Kanale, die andere in destilliertem Wasser suspendiert war. Das Seewasser hatte bei 11° C eine Dichte von 1.0253. Nun fügte er dem destillierten Wasser systematisch grösser werdende Mengen von Seewasser zu, schüttelte beide Probiergläser und setzte sie hin. Beide Flüssigkeiten zeigten nun ein ganz gleiches Verhalten von dem Momente an, in dem der verdünnten 10 % ihres eigenen Volumens an Seewasser zugesetzt waren. Die sich daraus ergebende Dichte von 1.002 53 oder vielmehr den Ort, wo diese Dichte jeweilig sich findet, hält Thoulet für die wahre Grenze des Ozeans gegen die Flüsse und Ströme des Festlandes hin und folgert dann ganz richtig, dass es nunmehr ein Leichtes sei, diese wahre Grenze einfach mit Hilfe des Aräometers zu bestimmen.

Auch wenn wir Thoulet's Worte in dem beschränkten Sinne auffassen, in welchem sie doch nur gemeint sein können, nämlich in dem Sinne, dass diese Dichte von 1.002 53 des Wassers die Scheide sei zwischen fluviatiler und brackischer Sedimentation, so erscheint es immerhin gewagt, von dem mächtigen Faktor der Bewegung sowohl des süssen wie des Meerwassers einfach zu abstrahieren. An den Rändern des nimmer ruhenden Weltmeeres liegen denn doch die Verhältnisse wesentlich anders als in der engen fixierten Probierröhre des Laboratoriums.

Es erübrigt noch zu bemerken, dass

5. Temperaturerhöhungen den Absatz auch im Seewasser beschleunigen, und dass

6. Schichtenbildung bei Anwesenheit von Salzen oder Säuren wegen des schnellen Falles der Teilchen gar nicht oder nur in schwachem Masse auftritt.

»Überblicken wir«, sagt Verf., »die in den vorstehenden sechs Sätzen festgelegten Resultate, so ergiebt sich, dass im wesentlichen die Sedimentation im Meerwasser unter ganz andern Erscheinungen erfolgt als im Süsswasser. Der springende Punkt ist die Geschwindigkeit, mit der im Gegensatze zu der behaglichen Langsamkeit der Süsswasser-Sedimentation der Niederschlag im Meere erfolgt. Je stärker der Salzgehalt, um so geschwinder erfolgt der Absatz, jedoch bleibt er immer noch marin bis zu Verdünnungen mit 90 % Süsswasser. Geht die Verdünnung indes darüber hinaus, so verändert sich alsbald die Fallgeschwindigkeit der Sinkstoffe; ja bei fortschreitender Vermischung wird das Wasser schliesslich sogar befähigt, abgelagerte Stoffe vom Grunde emporzuheben und schwebend zu erhalten. Nur in einem Punkte (5) zeigt die marine Sedimentation Übereinstimmung mit der des Süsswassers, eine Übereinstimmung jedoch, die bei den Temperaturen der heutigen Gewässer von minimaler Bedeutung ist, die indes ein nicht zu vernachlässigender Faktor war in Zeiten, wo die Hydrosphäre der Erdkugel Wärmegrade besass, wie sie etwa unsere jetzigen Thermen aufweisen.«

Die Erklärungsversuche der wahrgenommenen Erscheinungen gehen noch weit auseinander. Nach Brewer erfolgt der Niederschlag deshalb so schnell bei der Berührung von Süsswasser mit Salzen, Säuren und andern Stoffen, weil die von den Sinkstoffen im Süsswasser eingegangenen schwachen Verbindungen von den hinzutretenden Meeressalzen zersetzt und damit die Teilchen frei werden, so dass sie unbehindert zu Boden sinken können.

Thoulet leugnet jede chemische Einwirkung. Er löste Chlornatrium und Bariumchlorid in Wasser auf, bestimmte den Salzgehalt, that dazu Marmor, Kaolin oder Quarz und bestimmte den Salzgehalt des Wassers von neuem. Es zeigte sich jedesmal eine Veränderung des Salzgehaltes. Diese erklärt Thoulet folgendermassen:

Zwischen einem in Lösung befindlichen Körper und einem in diese Lösung getauchten festen Körper findet eine Attraktion statt,

die sich in der Weise äussert, dass die festen Körper eine gewisse Menge der gelösten auf ihrer Oberfläche fixieren, ohne dass dabei irgend welche chemische Einwirkung stattfindet. Es ist dies eine Erscheinung analog der von Chevreul sogenannten »kapillaren Affinität«. Diese Attraktion erfolgt im Augenblicke der Berührung unmittelbar, sofort. Sie ist direkt proportional (unter sonst gleichen Umständen) der Gesamtoberfläche der eingetauchten festen Teile, also relativ um so grösser, je kleiner die einzelnen Körnchen sind.

Thoulet findet seine Ansicht überall in der Natur bestätigt. Es ist bekannt, dass Flüsse, welche durch die Effluvien der Abzugskanäle menschlicher Siedlungen bis zu hohem Grade verunreinigt werden, oft von einer auffallenden Klarheit sind. Man spricht dann von einer Selbstreinigung der Gewässer. Dieselbe erklärt sich ungezwungen aus dem soeben Gesagten, nur kommt noch der Umstand hinzu, dass auch von den zahlreichen organischen Substanzen, die in den Flüssen theils in Lösung, theils suspendiert stets im Überfluss vorhanden sind, viele von den Thonen mit zu Boden gerissen werden, was natürlich die Klarheit noch erhöht.

Auch die auffallende Durchsichtigkeit der Gewässer kalkiger Gegenden, der salzigen und alkalischen Quellen lässt sich somit unschwer erklären. Die alkalischen Quellen des Far West sind wohl meist durch organische Substanzen gefärbt, enthalten aber nie Thonerden und sind deshalb nie trübe. Dieser Umstand ist, wie Brewer berichtet, sogar den Pferden und Maultieren jener Gegenden bekannt, die das geklärte, weil alkalisch bittere Wasser verschmähen, dafür aber unbedenklich jedes trübe und schlammige Wasser geniessen.

Thoulet schliesst, dass auch im Seewasser jenes Niederschlagen eines Teiles der in Lösung befindlichen Salze auf die heranschwebenden Sinkstoffe die Ursache ist für den so auffallend raschen Fall der letztern. Ob er dabei eine Vergrösserung des spezifischen Gewichtes als nähere Ursache dieses schnellen Niedersinkens ansieht, ist aus seinen Ausführungen nicht ersichtlich. Bleibt damit dieser wichtige Punkt auch fernerhin noch ein Gegenstand der Forschung, so steht doch die Thatsache unumstösslich fest, dass feste Fremdkörper bei ihrem Falle durch das salzhaltige Meerwasser Salze mit sich niederschlagen.

Dr. Weule macht schliesslich darauf aufmerksam, dass man sich bei allen Erklärungsversuchen vor Extremen hüten möge. »In den von Flüssen durchströmten, sozusagen als Klärungsbecken dienenden Seen ist von einem chemischen Effekt überhaupt keine Rede, und doch lassen die Ströme in ihnen fast alles mitgeführte feste Material fallen. Und wenn es einerseits auch dargethan ist, dass die Verminderung der Stromgeschwindigkeit, mit welcher das ausströmende Flusswasser auf das Seewasser trifft, keineswegs als die Ursache jeglicher Ablagerung angesehen werden darf, so wäre es anderseits wiederum völlig verkehrt, den Strömungen überhaupt

keine Wirkungen zuzuschreiben. Die Strömungen können in der That recht bedeutend werden und sind es in allen Aestuaren, die von heftigen Gezeitenströmen gefegt werden[1]). In diesen Fällen, so kann man ohne Übertreibung sagen, sind es einzig und allein die heftigen Stromversetzungen in Gestalt des Flut- und Ebbestromes, welche die Sedimentation nach jeder Richtung hin bedingen, denn das chemische Moment, um mit Brewer zu reden, kommt in den Aestuaren umsoweniger in Betracht, als diese vorwiegend bis hoch hinauf Brackwasser enthalten, das in bezug auf Schnelligkeit der Klärung sich völlig wie reines Seewasser verhält. Der Ebbestrom trägt die Sedimente davon, die thonigen bis weit hinaus ins Meer, die sandigen nur bis zur Aussenseite des Aestuars, wo sie infolge der Geschwindigkeitsabnahme des ausgehenden Stromes niederfallen und die für die Schifffahrt so lästigen Barren bilden. Indem das aus- und einströmende Wasser die obern Teile dieser Barren seitlich verschiebt, verhindert es ein Anwachsen dieser Barren bis zur Oberfläche des Wassers und wird dadurch zu einem ausschlaggebenden Faktor der „negativen" Deltabildung.«

Der Einfluss des Windes und des Luftdruckes auf die Gezeiten wurde von W. H. Wheeler vor der Versammlung der »British Association« zu Boston erörtert[2]). Nach den frühern Untersuchungen von Sir J. W. Lubbock ergiebt sich, dass ein Steigen des Barometers um 1 Zoll eine Erniedrigung der Flutwelle bewirkt, welche beträgt:

in der Themse	7	Zoll,
im Mersey	11	Zoll,
im Avon	$13\frac{1}{2}$	Zoll.

Französische Untersuchungen haben einen Unterschied von 15 Zoll in der Gezeitenwelle für 1 Zoll Änderung des Barometerstandes ergeben.

Admiral Wharton hat im Jahre 1894 bewiesen, dass ein Unterschied von 1 Zoll im Barometerstande eine Änderung von 1 Fuss im mittlern Stande des Seespiegels zur Folge hat; sowie dass in jenen Gegenden der Erde, wo der mittlere Stand des Barometers nach den Jahreszeiten sehr verschieden ist, während zugleich die Schwankung zwischen Hochwasserstand und Niedrigwasserstand (Amplitude der Gezeiten) gering ist, dieser Umstand sehr bemerkbar wird.

Der Einfluss des Barometerstandes kann nur für bestimmte Orte angegeben werden. Verfasser behandelt nur England. Kapt. Greenwood hat 1886 der Meteorologischen Gesellschaft und 1894 der »Shipmaster's Society« hierüber Vortrag gehalten.

---

[1]) Vgl. über die Erosionswirkungen von Gezeitenströmen: Krümmel, »Über Erosion durch Gezeitenströme«, Petermann's Mitt. 1889, VI, sowie Weule, »Beiträge zur Morphologie der Flachküsten«. Weimar, Geogr. Institut 1891. (Auch in der »Zeitschrift für wiss. Geographie« 1891, Doppelheft Nov.-Dez.)

[2]) Annalen der Hydrographie 1896 p. 67 u. ff.

Das zu Grunde gelegte Beobachtungsmaterial erstreckt sich über einen längern Zeitraum und über das Gebiet der Irischen See vom Süden des St. Georgs-Kanals bis Morecambe Bay. Im Mittel wurde der barometrische Gradient über 240 Sm = 0.043 Zoll gefunden, um welchen Betrag das Barometer im Süden höher stand als im Norden. — Im Gebiete Grossbritanniens herrscht erfahrungsgemäss kein Sturm von einiger Bedeutung, wenn nicht der Gradient zwischen irgend zwei beliebigen Stationen dieses Landes $^1/_2$ Zoll übertrifft, sonach sind die Beobachtungen nicht bei stürmischem Wetter angestellt und sollten daher den Einfluss des Barometerstandes ziemlich frei vom Einflusse des Windes ergeben. Kapt. Greenwood hat nun aus den obigen Beobachtungen eine Tafel zum Gebrauche in jener Gegend abgeleitet, aus welcher sich der Unterschied in der Flutwelle, je nach der Grösse des Gradienten, ersehen lässt.

Die früher von Sir Lubbock gegebenen Daten erklärt Verfasser für wenig wertvoll, da in denselben nichts darüber angegeben ist, ob die Beobachtungen bei Windstille oder Sturm oder bei welcher Windstärke sonst angestellt wurden.

Verfasser selbst hat nun aus Beobachtungen der Gezeiten zu Boston-Dock, an der Ostküste Englands, welche einen Zeitraum von zwei Jahren umfassen und nur zu solcher Zeit angestellt sind, wo die Windstärke unter 3 der Beaufort-Skala lag, so dass er glauben konnte, den Einfluss des Windes als ganz ausgeschlossen betrachten zu dürfen, folgende Tafel abgeleitet:

Anzahl der beobachteten Gezeiten	Mittlere Höhe der Flut in Fuss	Abweichung im Sinne: Berechnete Fluthöhe — beobachtete	Abweichung des Barometerstandes vom mittlern
55	19.84	— 12.71 Zoll	0.36 Zoll höher
36	20.53	+ 11.00 „	0.42 „ niedriger
45	22.45	+ 11.00 „	0.36 „ höher
16	20.36	— 12.00 „	0.38 „ niedriger
Mittel (152)	20.80	± 11.68	± 0.38

Unter diesen 152 Beobachtungen befanden sich nach Angabe des Verfassers jedoch 61 Fälle, in welchen die Resultate gerade das Gegentheil des Erwarteten ergaben, indem nämlich bei hohem Barometerstande eine hohe Flut oder umgekehrt bei niedrigem Barometerstande eine niedrige Flut stattfand. Verfasser schliesst hieraus, dass der Einfluss des Windes doch bei weitem der grössere sein müsse und auch in seinen Beobachtungen noch zum Ausdrucke gelange.

Wenn Stürme längs einer Küste in derselben Richtung wie die Flutströmung wehen, so bewirken sie eine Erhöhung des Kammes der Flutwelle. Ebenso erhöhen Winde, welche direkt auf das Ufer zu wehen, den Wasserstand daselbst. Im entgegengesetzten Falle findet natürlich das Umgekehrte statt. Der Betrag der Erhöhung, welche so eventuell die Flutwelle erfährt, ist abhängig von der Grösse des Unterschiedes zwischen Hoch- und Niedrigwasser (der Amplitude

der Gezeiten), und zwar so, dass bei einer grössern Amplitude auch ein stärkeres Anschwellen der Flutwelle durch den Wind stattfindet. — Der Verfasser giebt die beobachteten Daten über die Grösse dieses Anschwellens für verschiedene Punkte der Küste von England und Holland, sowie eine Anzahl besonders auffallender Anschwellungen bei und nach heftigen Stürmen in ausführlicher Weise an. Besonders sorgfältig werden in bezug auf den vorliegenden Gegenstand die Stürme vom 16. und 17. November 1893 und 13. November 1894 untersucht. Aus den Gezeitenbeobachtungen während des letztgenannten Sturmes an folgenden 14 Orten: Holyhead, Belfast, Liverpool, Glasson-Dock, Leith, Sunderland, Boston-Dock, Dover, Sheerness, Victoria- and Albert-Docks, Portsmouth, Devonport, Cardiff, Avonmouth ergab sich Folgendes:

1. Mittlere Höhe der Springflut (13. November = Vollmond) . . . . 24.35 Fuss.
2. Mittlere Windstärke nach der Beaufort-Skala 6.78 Fuss.
3. Mittlere Abweichung der Fluthöhe von ihrer gewöhnlichen Höhe . . . . 2.70 Fuss.

An der Westküste wurde der Kamm der Flutwelle um $3^1/_2$ Fuss durch den Sturm gehoben und um nahe denselben Betrag an der Ostküste erniedrigt, entsprechend der zu jener Zeit vorherrschenden Windrichtung.

Aus den Beobachtungen, welche der Verfasser während des Zeitraumes von zwei Jahren zu Boston-Dock (Ship Wash) angestellt hat, ergab sich, dass in 24% aller Fälle die Fluthöhe so stark durch den Wind beeinflusst wurde, dass sie um mindestens 6 Zoll von der berechneten abwich. — In 30 von 152 Fällen betrug diese Abweichung im Mittel 31.5 Zoll, in sieben Fällen 3 Fuss, in sechs Fällen $3^1/_2$ Fuss, in drei Fällen 4 Fuss, in zwei Fällen $4^1/_2$ Fuss und in einem Falle über 5 Fuss. Nach Abschluss der gegebenen Tabelle hat daselbst noch eine Flut stattgefunden, welche um 6 Fuss 3 Zoll von der normalen Höhe abwich. Dabei betrug der Unterschied zwischen zwei aufeinander folgenden Fluten in Boston 7 und auf der Nordsee 8 Fuss

Am Schlusse gelangt Verfasser zu dem Resultate, dass es ihm nicht gelungen sei, ein strenges Gesetz aufzufinden, nach welchem der Einfluss des Windes, bezw. der Stürme auf die Gezeitenwelle dargestellt werden kann. Aus seinen Beobachtungen hat er jedoch gewisse Zahlen ableiten können, von welchen er annimmt, dass sie von Nutzen sein können. — Er giebt nämlich für die Windstärken von 3 bis 10 der Beaufort-Skala einen bestimmten, aus seinen eigenen und andern Beobachtungen abgeleiteten Faktor, welcher mit der Flutamplitude, ausgedrückt in englischen Fuss, multipliziert, die Anzahl Zoll ergiebt, um welche der Wind von der betreffenden Stärke die Flutwelle je nach der Richtung mit oder gegen den Wind erhöht oder erniedrigt.

Die folgende Tabelle giebt in Spalte I in allgemeinen Bezeichnungen, in Spalte II nach der Beaufort-Skala die Windstärke an, während Spalte III den in Rede stehenden Faktor enthält.

I	II	III
Leichte Brise	3	0.63
Frische Brise	4	0.84
	5	1.05
	6	1.26
Sturm	7	1.44
	8	1.68
Schwerer Sturm	9	1.89
	10	2.10

Die hydrographischen Verhältnisse des Ozeans zwischen dem Nordpol und der europäisch-asiatischen Nordküste. Dieselben sind auf der Polarfahrt von Dr. Nansen zum ersten Male aufgeklärt und untersucht worden, denn dieser hat nicht nur mit 86° 14′ die höchste nördliche Breite erreicht, zu welcher bis jetzt ein Mensch gelangte, sondern auf dieser Reise auch ungefähr $^1/_3$ der nördlichen Polarkalotte der Erde durchfahren und dort Beobachtungen angestellt. Die letztern sind zur Zeit noch nicht im Detail veröffentlicht, allein was von denselben aus der kartographischen Darstellung des Weges, den die Expedition im Eismeere nahm, und aus den Mitteilungen des Prof. Mohn vorliegt, lässt diese Ergebnisse als höchst wichtig erscheinen. Zunächst ist die Fahrt des Expeditionsschiffes »Fram« an und für sich von grösster Wichtigkeit, denn sie lehrt, dass nördlich von 80° nördl. B. eine ostwestlich gerichtete Strömung vorhanden ist, welche von den Neu-Sibirischen Inseln her, vielleicht über den Nordpol selbst streicht und, zwischen Spitzbergen und Grönland herabkommend, durch die Dänemarkstrasse in den Nordatlantischen Ozean verläuft. Man ersieht hieraus, wie verkehrt, ja thöricht der Plan war, auf dem seiner Zeit die deutsche Polarexpedition unter Koldewey beruhte, da sie just gegen diese Strömung und die von ihr herabgebrachten Eismassen, längs der Ost-Grönländischen Küste den Nordpol erreichen wollte. Der völligen Thorheit dieses Projektes entsprachen denn auch die erlangten Resultate, deren Geringfügigkeit für den Fachmann augenfällig ist. Umgekehrt ist der Plan Nansen's, von einem Punkte im Osten der Sibirischen Küste gegen den Pol vorzudringen und dabei die vorhanden angenommene Ost-West-Strömung zu benutzen, glänzend gerechtfertigt worden. Sobald die »Fram« in den Bereich dieser Driftströmung gekommen, wurde sie von ihr fortgeführt, gleichzeitig mit dem treibenden Eise. Der Nachweis dieser Strömung zugleich verbunden mit Messungen der Wassertemperatur an der Oberfläche und in verschiedenen Tiefen, endlich die Konstatierung grosser Meerestiefen bis zu 3800 *m* zwischen Franz Josef-Land und den Neu-Sibirischen Inseln sind die wichtigsten Ergebnisse der Nansen'schen Expedition Hiernach ist erwiesen, dass das arktische Polarmeer keineswegs wie man bis dahin annahm, relativ seicht ist, sondern

dass vom West-Spitzbergischen Meere bis tief ins sibirische Eismeer hinein wirkliche Tiefsee vorhanden ist, die sich aller Wahrscheinlichkeit nach über den Pol erstreckt. Die obersten Wasserschichten bis zu 100 Faden Tiefe zeigten Temperaturen von 0° bis — 0.5° C., die zentralen Theile des arktischen Tiefmeeres haben dagegen Temperaturen von 0° bis + 0.5° C., und es entsteht die Frage, woher dieses wärmere Wasser stammt. Man greift wohl kaum fehl, wenn man es auf den Golfstrom zurückführt, dessen salzhaltigere Wasser bei der Abkühlung zu Boden sinken, während die weniger salzhaltigen Polarwasser an der Oberfläche verweilen. Genaueres lässt sich wohl erst sagen, wenn die Beobachtungen Nansen's in extenso vorliegen.

Die Oberflächentemperaturen und Strömungsverhältnisse des Äquatorialgürtels des Stillen Ozeans sind von Dr. C. Puls studiert worden [1]). Unter diesem Äquatorialgürtel versteht Verf. die Zone zwischen 20° nördl. Br. und 10° südl. Br. von der Westküste Amerikas bis hinüber zum Aussenrande des austral-asiatischen Archipels, bis zu Neu-Guinea und den Philippinen, eine Zone, welche nahezu den halben Erdumfang umfasst, nämlich die 160 Grade zwischen dem 78. Meridian westlich und dem 122. Meridian östlich von Greenwich.

Im Westen greift diese Zone hinüber in das von Dr. Gerhard Schott ebenfalls auf Grund des Materiales der Seewarte in ähnlicher Weise bearbeitete Gebiet, und im Südwesten schliesst sich das von Professor Krümmel auf Strömungen eingehend untersuchte Gebiet westwärts von 160° östl. L. unmittelbar an.

Verf. giebt zunächst eine Übersicht über die Entwicklung unserer Kenntnis der Strömungen und Temperaturen des betrachteten Gebietes. »Erst seitdem die Chronometer so weit vervollkommnet waren, um auf Schiffen zur Bestimmung der Länge gebraucht werden zu können, also seit etwa einem Jahrhundert, ist es möglich, auf offenem Meere genauere Bestimmungen der Strömungen, durch die Vergleichung des Schiffsortes, wie er durch astronomische Beobachtungen gefunden wird, mit dem aus der Schiffs- oder Loggrechnung ermittelten, durchzuführen.

So kommt es, dass erst spät in der Mitte der schon Magellan und allen ältern Schiffsführern aufgefallenen und lange schon in den Karten verzeichneten allgemeinen tropischen Westströmung des Stillen Ozeans ein Gegenstrom gefunden wurde. Der erste, der ihn in der Mitte des Ozeans zuverlässig beobachtet hat, nachdem schon von andern Forschern an den beiden Enden unserer Zone zwischen den beiden Passatströmungen ein östlicher, vom Winde hervorgerufener Monsunstrom angetroffen wurde, scheint der Franzose Freycinet zu sein, der in den Jahren 1817—1820 auf dem Schiffe »L'Uranie« zu Forschungszwecken eine Weltumsegelung unternahm. Auf dieser Reise fand er im September 1819 auf der Fahrt von Hawaii nach Süden, nachdem er erst Weststrom gehabt hatte, zu seinem grossen Erstaunen zwölf Tage hindurch zwischen 9° und 6° nördl. Br. und 140—150° westl. L. einen starken Oststrom von im Durchschnitte 30 Seemeilen Geschwindigkeit. Noch bevor diese Entdeckung veröffentlicht war

[1]) Archiv der Deutschen Seewarte. 18. Nr. 1.

wurde der Gegenstrom von den preussischen Seehandlungsschiffen auf ihren Weltreisen, zuerst vom »Mentor«, Kapitän Harmsen, auf der Reise von Coquimbo nach Hawaii im November 1823 in 6—11° nördl. Br. zwischen 125° und 130° westl. L. gefunden.

Ein junger Arzt und Naturforscher, Dr. Meyen, der die dritte dieser Reisen auf dem Seehandlungsschiffe »Prinzess Louise«, Kapitän Wendt, mitmachte, und der seine mit grossem Eifer angestellten Beobachtungen und Forschungen, die sich besonders auch auf die Hydrographie erstreckten, in einem lesenswerten Werke veröffentlichte, scheint schon eine ziemlich richtige Vorstellung von den Strömungsverhältnissen des Stillen Ozeans gehabt zu haben.

Nachdem er mit grosser Schärfe den in den Kreisen der Seeleute schon lange geltenden Satz, dass die Meeresströmungen unmittelbar und fast ganz allein vom Winde verursacht werden, ausgesprochen und demgemäss die beiden Passattriften beschrieben hat, fährt er fort: »Zwischen diesen beiden Äquatorialströmungen findet sich, merkwürdig genug, ein schmaler Gegenstrom, der sich nach Ost und ONO hindurchschlängelt.« Gegen eine kurz zuvor von Duperrey, einem Gefährten Freycinet's, der in den Jahren 1822—1825 auf der Korvette »La Coquille« eine weitere Forschungsreise um die Welt ausführte, veröffentlichte »Charte du mouvement des eaux à la surface de la mer dans le Grand Océan austral. Paris 1831«, die erste kartographische Darstellung der Meeresströmungen des Stillen Ozeans, bemerkt er, dass deren Darstellung des Oststromes, der in zwei durch einen Weststrom getrennten Armen, einen nördlich, einen südlich vom Äquator eingetragen ist, unrichtig sei; doch nimmt auch er noch an, dass der Gegenstrom geteilt sei, dass aber beide Arme nördlich des Äquators liegen, eine Anschauung, für die nur eine der von ihm angeführten Beobachtungsreihen einigen Anhalt bietet. Heinrich Berghaus zeichnet auf der Strömungskarte seines physikalischen Atlas von 1837, hauptsächlich gestützt auf die vorzüglichen Beobachtungen der preussischen Seehandlungsschiffe, mitten in der grossen allgemeinen Westströmung in der Breite von 6—10° und nur zwischen den Meridianen von 150° und 120° westl. L. einen Gegenstrom ein, der an beiden Enden wie abgeschnitten aussieht; ferner nördlich von Neu-Guinea, sowie längs der Westküste von Mexico einen nach der Jahreszeit wechselnden Monsunstrom, welch letzterer auch in den meisten spätern Darstellungen erscheint.

Im Jahre 1853 nun unternahm es Findlay, in einem Vortrage vor der Geographischen Gesellschaft zu London den Äquatorialgegenstrom über die ganze Breite des Ozeans als einen kontinuierlichen aufzustellen.

Der als Bahnbrecher auf dem Gebiete der ozeanischen Meteorologie so verdienstvolle Maury dagegen hatte, selbst nach diesem Vortrage von Findlay, von den Stromverhältnissen des Stillen Ozeans durchaus keine klare Vorstellung; er steht darin noch weit hinter Berghaus zurück.

Aus den Darstellungen der Folgezeit, die sich meist an die Auffassung Findlay's anschliessen, ist besonders hervorzuheben die wertvolle Arbeit von Kapitän Evans, der in einer Karte alle angetroffenen Stromversetzungen durch Pfeile eintrug und die gefundenen Maximal- und Minimalgeschwindigkeiten in Ziffern (Seemeilen in 24 Stunden) hinzusetzte, so dass die Strompfeile ein zusammenhängendes Bild von den Stromverhältnissen geben. Doch sind die Stromversetzungen nicht nach Jahreszeiten geordnet worden, daher finden sich viele widersprechende Angabe an ein und derselben Stelle, so dass weder ein zuverlässiges, noch auch nur klares Bild entsteht.

Erst nach der Veröffentlichung der grundlegenden Untersuchungen von Zöppritz über die Windtheorie 1878 wurde die Kenntnis der Strömungsverhältnisse unserer Zone wesentlich gefördert durch die Arbeit von P. Hoffmann: »Zur Mechanik der Meeresströmungen an der Oberfläche der Ozeane, ein Vergleich der Theorie mit der Erfahrung. Berlin 1884.«

Mit Recht wird hier Findlay's Darstellung angefochten, weil sie auf zu wenigem Materiale beruht, und dieses wenige ist noch dazu über das ganze Jahr verteilt, so dass ein Bild für eine bestimmte Jahreszeit daraus nicht zu erhalten ist. Hoffmann führt zuerst die Betrachtung nach Jahreszeiten gesondert durch und bezweifelt auf Grund der Kenntnis der Windverhältnisse die Ständigkeit des Gegenstromes in den Monaten November bis Juni. Er hatte aber zu wenig Beobachtungsmaterial zur Verfügung, um seine gewonnenen Resultate belegen zu können, weshalb dieselben keinen Anspruch auf Sicherheit machen konnten.

Prof. Krümmel zeichnet wenige Jahre später in seinem Handbuche der Ozeanographie den Gegenstrom wieder, wie Findlay, ganz durch, von den Philippinen bis in die Bucht von Panama, weniger auf neuem Materiale als auf seinen Beobachtungen an künstlich erzeugten Triftströmungen und den durch diese bedingten Kontinuitätsströmungen fussend. So hat er denn, auch noch aus andern Gründen, den Verlauf des Gegenstromes im Osten, sowie die Strömungen an der Küste von Mexico ganz abweichend von allen bisherigen Darstellungen, von denen die meisten den Gegenstrom plötzlich abgeschnitten endigen liessen, dargestellt.

In der neuen Auflage von Berghaus' physikalischem Atlasse ist der Gegenstrom in keiner Jahreszeit ganz durchgezeichnet, sondern in der Mitte ist ein mehr oder minder grosses Gebiet, wo der nördliche und der südliche Äquatorialstrom ineinander übergehen. Wie in der ersten Auflage, so sind auch hier die Monsunströme an der Küste von Mittelamerika dargestellt.«

Weniger als Darstellungen der Stromverhältnisse sind solche der Oberflächentemperatur vorhanden. Verf. basiert seine Untersuchungen wesentlich auf die auf der Seewarte befindlichen handschriftlichen Wetterbücher von Schiffen der deutschen Handels- und Kriegsmarine, also auf neues, noch unbenutztes Material. Die Materialsammlung geschah kartographisch. Es wurden Gradnetzkarten der Zone im Massstabe 1 : 10000000 angefertigt, und zwar für jeden Monat eine, in welche die beobachteten Oberflächentemperaturen, Stromversetzungen und Winde eingetragen wurden.

Das Material erstreckt sich auf 650 Segelschiffjournale aus den Jahren 1869—1894, im ganzen 25000 bis 30000 Beobachtungstage umfassend, die sich freilich auf 4300 Eingradfelder verteilen. Verf. giebt die Resultate seiner Untersuchungen für jeden einzelnen Monat und zuletzt eine Zusammenfassung mit Rückblick auf die bisherigen Darstellungen. Diese kann allein hier zur Mitteilung kommen.

»Zunächst,« sagt Verf., »fällt auf, dass ein gewissermassen normaler Zustand in den Strömungsverhältnissen unserer Zone besteht, der allerdings in seiner vollen Ausbildung kaum jemals im ganzen Jahre oder doch nur kurze Zeit vorhanden ist. Es gewährt dieser Zustand ein Bild, wie es annähernd auch in den meisten bisherigen Darstellungen auftritt, besonders in der von Krümmel. Zu beiden Seiten der Kalmenzone fliessen die beiden von den Passaten hervorgerufenen Äquatorialströme über die ganze Breite des Ozeans nach Westen. Der südliche Äquatorialstrom ist der bei weitem mächtigere, sowohl was Breite, als auch Geschwindigkeit betrifft. Seine Zone ist im Mittel zwischen 12° südl. Br. und 5° nördl. Br. Die Zone der grössten Geschwindigkeit, der stärkste Stromstrich, ist der Nordrand auf der ganzen Strecke von den Galapagos an bis zur Nordküste von Neu-Guinea; hier werden zuweilen Stromversetzungen von über 100 Seemeilen in 24 Stunden gefunden. Nach Süden zu nimmt die Geschwindigkeit ziemlich

rasch ab; manche Beobachtungen scheinen darauf hinzudeuten, dass ausser diesem sehr ausgeprägten starken Stromstriche nördlich des Äquators auch südlich davon, etwa in 5° südl. Br., wiederum ein weniger gut ausgeprägter Strich grösserer Geschwindigkeit auftritt, wie er mit grösserer Bestimmtheit im Atlantischen Ozeane von Hoffmann nachgewiesen ist. Dieser zweite Stromstrich, der etwa von 100—140° westl. L. vorhanden zu sein scheint, kommt aber nicht klar zum Ausdrucke, da die meisten Schiffe, wenn sie auch südlich des Äquators wieder stärkere Versetzungen notieren, dies doch in ganz verschiedener Breite thun, so dass aus den in die Karten eingetragenen Versetzungen kein ausgeprägter Gürtel stärkern Stromes hervortritt. An der Küste von Südamerika und unter den Galapagos reisst dieser Strom kälteres Wasser aus der Tiefe herauf; und wahrscheinlich thut dies auch der nördliche Stromstrich noch auf offenem Ozeane, so dass die Isothermen zungenförmig weit hinausgezogen werden. Dies auffällig kühlere Wasser an der Küste und an den Galapagos unter dem Äquator hat, wie aus zahlreichen Beobachtungen hervorgeht, eine grüne Farbe, während der unmittelbar nördlich davon fliessende Gegenstrom eine tiefblaue Farbe hat. — Von etwa 140° westl. L. an nimmt der Teil der Strömung südlich vom Äquator eine etwas südlich von West liegende Richtung an (wie auch der Passat etwas nördlich von Ost weht), wodurch ein grosser Teil des Wassers unser Gebiet verlässt. Westlich von 180° hört diese Erscheinung wieder auf; das übrigbleibende Wasser sammelt sich wieder und strömt nördlich von Neu-Guinea, auf wenige Grade zusammengedrängt, wieder mit sehr grosser Geschwindigkeit, um unmittelbar vor Gilolo nach Norden umzubiegen und die Wurzel des Gegenstromes zu bilden.

Der nördliche Äquatorialstrom fliesst im Mittel zwischen 9° und 20° nördl. Br. Im Durchschnitte erreicht er nicht die Hälfte der Geschwindigkeit der südlichen Strömung, auch ist ein stärkerer Stromstrich nicht ausgeprägt. Seine Stärke nimmt aber nicht wie die des südlichen Äquatorialstromes nach Westen hin ab, sondern eher zu (ganz dem Passat entsprechend); seine Hauptmasse biegt vor den Philippinen nach Norden um, die Wurzel des Kuro-shiwo bildend; aber ein grosser Teil kurvt auch nach Süden zum Gegenstrome ab. — Die meisten bisherigen Darstellungen beider Ströme erwecken die gänzlich falsche Vorstellung, als seien die Äquatorialströme nur die umgebogenen Fortsetzungen der an der Westküste Amerikas dem Äquator zustrebenden Küstenströmungen. Diese meridionalen Strömungen sind so schwach (oft gar nicht ausgeprägt) und so schmal, dass sie nur einen geringen Teil des Wassers ersetzen können, das die Weströmungen hinwegführen; sie könnten an ihrem äquatorialen Ende mit weit mehr Berechtigung als von den Westströmen aspirierte Zuflussströmungen angesehen werden, als umgekehrt die Westströme als die Fortsetzungen von ihnen.

Zwischen den beiden Passatströmungen nach Osten fliesst über die ganze Breite des Ozeans hin der Äquatorialgegenstrom, dessen Geschwindigkeit hauptsächlich von der der südlichen Äquatorialströmung abhängt: ist diese stark, so ist auch der Gegenstrom stark, erreicht jedoch niemals, ausser am äussersten Westende, wo er durch den Monsun unterstützt wird, dieselbe Geschwindigkeit, wie der Nordrand jener, bleibt vielmehr um mindestens $^1/_4$ dahinter zurück.

Von der Geschwindigkeit des nördlichen Äquatorialstromes scheint die des Gegenstromes wenig beeinflusst zu werden. Wenn Hoffmann angiebt, dass im nördlichen Äquatorialstrome der Weststrom im allgemeinen stärker ist, sobald kein Oststrom nördlich vom Äquator beobachtet wird, dass dagegen Schiffe, die Oststrom gehabt haben, keinen erheblichen Nordäquatorialstrom antreffen, so ist das insofern richtig, als im Winter, wenn der Gegenstrom oft unterdrückt ist, der nördliche Äquatorialstrom das Maximum seiner Geschwindigkeit erreicht; anderseits im August bis Oktober, wenn der Gegenstrom am stärksten entwickelt ist, der nördliche Äquatorialstrom sehr schwach ist. Sollte die Angabe aber bedeuten, dass jedesmal, wenn aus irgend einem Grunde der Oststrom stark oder schwach ist, dann der Weststrom in der Regel das entgegengesetzte Verhalten zeigt, dass also beide Strömungen in ihrer Stärke von einander abhängen, so wäre sie wohl nicht aufrecht zu erhalten; es fände wohl eher das Gegenteil statt, dass nämlich, je regelmässiger und stärker gerade die Passattrift auftritt, um so regelmässiger und stärker auch der Gegenstrom gefunden wird. — Der Gegenstrom, der, wenigstens in den Monaten, wo im Kalmengürtel SW-Winde vorherrschen, eine geringe Nordkomponente in seiner Ostrichtung hat, giebt in den meisten Monaten zwischen 140° und 110° westl. L. von seinem Nordrande Wasser zum nördlichen Äquatorialstrome ab. Auch das Wasser des Gegenstromes, das auf die Küste zufliesst, biegt in der Regel unter der Küste nach Norden ab und strömt, vom Winde begünstigt oder gehindert, dem nördlichen Äquatorialstrome zu. Man sollte eigentlich erwarten, dass der Gegenstrom in seiner Hauptmasse im Golfe von Panama nach Süden, nach der Seite des stumpfen Winkels hin, umbiegt (wie es auch die meisten bisherigen Karten darstellen), besonders auch um das von dem südlichen Äquatorialstrome von der Küste hinweg geführte Wasser zu ersetzen. Dieses Abfliessen nach Süden hin findet nun in der Regel nicht statt (wenigstens nicht an der Oberfläche), wohl deshalb, weil der Monsun es nicht zulässt; er drängt vielmehr das Wasser an die Küste von Mittelamerika, an der entlang es nach NW abfliesst, am Kap Blanco oft mit sehr grosser Geschwindigkeit nach Norden strömend.

Das ist das gewöhnliche, das Normalbild, das die Strömungen so lange inne halten, wie es nur irgend geht; sie lassen sich nur ungern und nach langem Kampfe mit widrigen Winden zwingen, andere Bahnen einzuschlagen, und kehren sofort wieder zum Normalzustande zurück, sobald die widrigen Verhältnisse aufgehört haben,

ohne erst die Gunst des Windes abzuwarten. So verdrängen die Monsune das Westende des nördlichen Äquatorialstromes nur langsam aus dem Gebiete zwischen Philippinen und Marianen, und nur während der drei Monate Juli bis September gelingt ihnen das zumeist. In dieser Zeit kann der nördliche Äquatorialstrom nicht die Wurzel des Kuro-shiwo bilden, sondern kann diesem seine Wasser wohl nur durch die von Dr. Schott so genannte Bonin-Strömung abgeben, wofür auch der Verlauf der Isothermen auf seiner Augustkarte spricht. Bei Nachlassen des Monsuns nimmt der nördliche Äquatorialstrom rasch sein altes Gebiet wieder ein.

Ähnlich ergeht es dem Westende des südlichen Äquatorialstromes, der aber wohl nur im Dezember nördlich von Neu-Guinea und weiter östlich unterdrückt wird; es herrscht zu dieser Zeit wohl keine ausgeprägte Strömung hier. Im Januar aber schon dringt der Nordrand des südlichen Äquatorialstromes, sich den jetzt allmählich bis zum Äquator vordringenden NO-Passat zu nutze machend, wieder vor, so dass im Februar der Weststrom wieder unbestritten zu herrschen scheint Sehr viel längere Störungen erleidet aber der südliche Äquatorialstrom südlich des Äquators, von 180° an bis Neu-Guinea. Hier herrschen von November bis Mai ganz vom Winde abhängige, oft östlich gerichtete Strömungen in einem mehr oder minder grossen Gebiete.

Den härtesten Kampf aber hat der Gegenstrom zu führen. Er ist keine vom Winde hervorgerufene Strömung, wie die Äquatorialströme, sondern eine Ausgleichströmung, die die grossen Wassermassen, welche die Passattriften (besonders die der südlichen, denn die der nördlichen können in der Hauptmasse nach Norden abfliessen) nach Westen geführt haben, wieder abführen muss. So ist sie weniger vom Winde abhängig, als die Triftströmungen; sie muss bestehen, solange die Passatströmungen bestehen. Sie wird aber wohl vom Winde beeinflusst, sehr beträchtlich beeinflusst. So wird sie drei Viertel des Jahres hindurch an ihrem Westende durch den Monsun sehr begünstigt, aber nur auf eine kurze Strecke (Monsunstrom auf der Karte im Berghaus'schen Atlas); ebenso wird sie in ihrer Osthälfte in den Monaten Juli bis Oktober durch die dann von etwa 150° westl. L. an in der Kalmenregion vorherrschenden SW-Winde begünstigt, und so erreicht sie in dieser Zeit ihre grösste Breite und Stärke, die die Stärke des nördlichen Äquatorialstromes zu dieser Zeit weit übertrifft, ja, der Stärke desselben zur Zeit seiner stärksten Entwickelung mindestens gleichkommt und zuweilen der des Nordrandes des südlichen Äquatorialstromes sich nähert.

Aber auch wenn diese begünstigenden SW-Winde aufgehört haben, sind an deren Stelle eher Winde aus östlicher Richtung vorherrschend und, von November ab, nimmt die Stärke des Gegenstromes nicht beträchtlich ab, denn er wird jetzt von Norden her durch das Vorrücken des NO-Passats und den damit stärker werdenden Nordäquatorialstrom eingeengt. So kann er sich bis in den Januar hinein,

immer mehr zusammengedrängt, mit ziemlicher Regelmässigkeit durchsetzen, nur äusserst selten wird in seiner Region unzweifelhafter Weststrom gefunden.

Sehr viel schwieriger wird die Lage des Gegenstromes von da ab, wo in der Mitte des Ozeans beide Passate in einander übergehen, also vom Januar ab. Hier gelingt es unzweifelhaft dem Winde oft, wenn er längere Zeit dem Strome entgegen weht, diesen aufzuhalten, zurückzustauen, ja, mit geringer Geschwindigkeit in entgegengesetzte Richtung zu drängen. Aber wo immer und sobald immer der Wind abflaut oder in eine weniger ungünstige Richtung übergeht, da tritt dann der zurückgedrängte Gegenstrom sofort wieder auf, zuweilen mit grosser Stärke.

Die Darstellung, dass die beiden Äquatorialströmungen in einander übergingen, wie es die Passate thun, ist jedenfalls nicht gerechtfertigt; immer bleibt eine (allerdings nicht immer in derselben Breite liegende) Zwischenzone, in welcher oft Weströme, aber auch oft, jedesmal wenn möglich,Ostströme vorkommen. Vielleicht kann man annehmen, dass in einiger Tiefe, unterhalb der Schicht, bis wohin ein einige Wochen hindurch anhaltender Wind seine treibende Wirkung ausübt, beständiger Gegenstrom herrscht. Hierfür liegen aber keine Beobachtungen vor.

Im April beginnen dann die für die Entfaltung des Gegenstromes so ungünstigen Windverhältnisse nachzulassen, und rasch stellt sich der Gegenstrom, zuerst nur auf ein ganz enges Bett beschränkt, bald aber breiter werdend, wieder her, wenn auch ohne grosse Geschwindigkeiten zu erreichen, denn der südliche Äquatorialstrom hat zu dieser Zeit das Minimum seiner Stärke.

Über die Temperatur- und Stromverhältnisse an der Küste von Mittelamerika herrschten bisher die verschiedensten und unklarsten Ansichten, wohl deshalb, weil niemals starke Strömungen von bedeutender Länge gefunden worden sind, und weil die zu verschiedenen Zeiten gefundenen starken und schwachen, in verschiedener Richtung verlaufenden Versetzungen sich nicht zu einem einheitlichen Bilde zusammenschliessen wollten. Da kann nur eine nach Jahreszeiten gesondert durchgeführte Betrachtung, die auf reichlichem Materiale beruht, helfen, und so kann denn das folgende Bild Anspruch auf einen Grad von Richtigkeit erheben, wie noch keine bisher vorliegende Darstellung.

Den meisten bisherigen Darstellern schwebte ein Monsunphänomen vor, wie es am deutlichsten in Berghaus' physikalischem Atlasse zum Ausdrucke kommt; dass nämlich im Nordsommer eine Strömung an der Küste entlang nach Nordwesten, im Nordwinter nach Südosten bis in den Golf von Panama hineinsetze.

Etwas Ähnliches findet in der That statt: Vom Mai an fliesst die Hauptmenge des Wassers des Gegenstromes an der Küste entlang nach NW, den von dem vorherrschenden NW-Winde verursachten schwachen Südoststrom immer weiter zurückdrängend, bis

dieser im September ganz aus unserem Gebiete verschwunden ist; der Strom schlägt also nicht plötzlich um, sondern die eine Strömung verdrängt die andere ganz allmählich. Diese NW-Strömung, die auch durchaus nicht an die Küste gebunden ist, sondern vielmehr den ganzen Raum zwischen der Küste und dem Nordrande des Gegenstromes einnimmt, ist nicht vom Winde hervorgerufen, sondern ist nur das nach Norden abfliessende Wasser des Gegenstromes, das nach Süden nicht entweichen kann. Sie tritt daher auch als deutliche Strömung meist nur in ihrem Anfange auf, wo in einem engen Gebiete unter der Küste das Wasser nach Norden umbiegt. Später, wo sie ein viel breiteres Gebiet zur Verfügung hat, wird sie schwächer und von dem sehr oft entgegenstehenden Winde zuweilen ganz unterdrückt. Doch wird im ganzen an der Thatsache, dass das Wasser vom Mai bis Oktober hier zwischen der Küste und dem Nordrande des Gegenstromes nach NW und W zum nördlichen Äquatorialstrome abfliesst, nicht zu zweifeln sein; wenn sie auch in den Stromversetzungen nicht deutlich zum Ausdrucke kommt, so deuten doch auch die Temperaturverhältnisse darauf hin.

Vom Oktober an tritt der schwache südöstliche Küstenstrom allmählich wieder in unser Gebiet ein, den Abflussstrom etwas einengend, so dass dieser, zumal auch die Winde allmählich weniger ungünstig werden, in den Stromversetzungen immer deutlicher hervortritt. Im Dezember und Januar ist die südöstliche Küstenströmung schon bis zum Golfe von Tehuantepec vorgedrungen, und hier entsteht an der Stelle, wo die entgegengesetzt gerichteten Strömungen sich treffen, ein Stromwirbel.

Die von der Landenge von Tehuantepec herwehenden stürmischen Nordwinde treffen diesen Wirbel, aus dem heraus das Wasser nach allen Seiten, vor allem aber nach Westen abfliesst, verursachen starke Südströmungen und reissen viel Wasser aus der Tiefe empor, so dass die hier konzentrisch angeordneten Isothermen eine ringförmige Kälteinsel bilden.

Inzwischen ist der Abflussstrom in einen Triftstrom verwandelt worden durch den vom November bis April zuweilen in heftigen Stössen wehenden Papagojo, der auf offenem Ozeane in den Passat übergeht. Dieser heftige Wind treibt das Wasser mit grosser Gewalt von der Papagojoküste fort nach Westen, drängt den Südrand der Strömung über 10° nördl. Br. nach Süden und engt auf diese Weise das Ende des Gegenstromes ein. Dort, wo der Papagojo auf das Wasser trifft, um es vor sich herzutreiben, entsteht durch kühles Auftriebwasser eine Kälteinsel, die vom November bis zum April bestehen bleibt. Dass dieses Auftreten der Kälteinsel im Beginne der Papagojotrift auf das Aufquellen von Tiefenwasser zurückzuführen ist, geht daraus hervor, dass die Luft hier wärmer ist als das Wasser; der Papagojo ist als Fallwind ein warmer Wind.

Das Vorhandensein dieser bisher nicht bekannten Papagojotrift, die zu dieser Zeit der Anfang des nördlichen Äquatorialstromes ist,

schliesst schon aus, dass, wie es bisher meist angenommen wurde, die südöstliche Küstenströmung über 10° nördl. Br. hinaus nach Süden in den Golf von Panama eindringt. Dagegen ist im Endverlaufe des Gegenstromes seit Ende Januar eine grosse Veränderung aufgetreten. Die südwestlichen Winde vor und im Golfe von Panama haben ihren Monsuncharakter verloren und hindern somit nicht mehr, dass der Gegenstrom im Golfe von Panama nach Süden umbiegt; sein Wasser fliesst dann als Nordrand der südlichen Äquatorialströmung nach Westen und kurvt nach und nach wieder in den Gegenstrom ein; früher war hier ein Temperaturunterschied von mehrern Graden zwischen dem Nordrande des Äquatorialstromes und dem Gegenstrome, jetzt haben beide die gleiche hohe Temperatur. Bei diesem Umbiegen nach Süden im Golfe von Panama, das nur erfolgt, solange die SW-Winde nicht stark und regelmässig genug sind, es zu verhindern (das auch schon im neuen Berghaus'schen physikalischen Atlasse ganz richtig dargestellt ist), treten die schon länger bekannten, aber unerklärt gebliebenen kalten Temperaturen an der Küste auf, die wahrscheinlich darauf zurückzuführen sind, dass die Strömung beim Abbiegen von der Küste kaltes Wasser heraufzieht; ein endgültiges Urteil hierüber kann noch nicht gefällt werden, da das vorliegende Material nicht gross genug ist, besonders aus demselben nicht ersehen werden kann, ob diese Erscheinung mit grosser Regelmässigkeit auftritt.«

Die Guineaströmung ist vom Kgl. Niederländischen meteorologischen Institut auf Grund der Aufzeichnungen in 2900 Schiffsjournalen untersucht und in fünf Blättern kartographisch dargestellt worden[1]). Diese wichtige Arbeit umfast das ganze Gebiet der Guineaströmung im nordatlantischen Ozean bis 24° nördlicher Breite und bezieht sich auf die Temperatur der Wasseroberfläche, die Luftwärme und die mittlere monatliche Regenmenge.

Der Golfstrom und seine Quellen. In den Jahren 1874—1882 sind während der Vermessungsarbeiten des Dampfers »Blake« von Sigsbee und Bartlett zahlreiche Beobachtungen der Temperatur und Dichte des Wassers im Busen von Mexiko und den nächstliegenden Teilen des Golfstromes angestellt worden, deren Bearbeitung erst jetzt von A. Lindenkohl durchgeführt wurde[2]) und die zu interessanten Ergebnissen führte. Derselbe findet zunächst auf Grund einer kritischen Vergleichung der Zufuhr durch Niederschlag und Flusswasser und des Verlustes durch Verdunstung, dass beide Faktoren sich im Golfe von Mexiko das Gleichgewicht halten. »Von den Meeresströmungen, welche die Wassermenge im Golfe beeinflussen, kommen die vom Karibischen Meere durch die Yukatan-Strasse einfliessende und die durch die Florida-Strasse ausfliessende,

[1]) De Guinea en Equatoriaal Stroomen Amsterdam 1895.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1896. p. 25 u. ff.

der Golfstrom, in Betracht. Erstere ist die stärkste Strömung, welche während der über 20jährigen Kreuzung des D. »Blake« in der Region des Golfstromes angetroffen wurde. Nach den im Jahre 1887 von Lieutenant Pillsbury ausgeführten Messungen nimmt diese Strömung beinahe die ganze Breite des Yukatan-Kanales ein, entwickelt aber ihre grösste Stärke, von 2.5 bis 5 geographische Meilen, an ihrem westlichen Rande, also auf dem kürzesten Wege zum Golfe. Die bis zu einer Tiefe von 240 *m* gemessenen Stromgeschwindigkeiten zeigen eine rasche Abnahme mit der Tiefe, so dass man bei 370 *m* Tiefe Stillstand annehmen kann. Nach dem Austritte aus der Yukatan-Strasse findet durch Ausbreiten der Strömung ebenfalls eine rasche Verminderung der Geschwindigkeit statt; nur an einer Stelle, längs des nördlichen Randes der Campeche-Bank, scheint die Strömung erhebliche Stärke noch in grösserer Entfernung zu bewahren; wir treffen sie hier auf ihrem Wege zum westlichen Teile des Golfes bei der kürzesten Strecke. Eine annähernde Berechnung des Quantums Wasser, welches die Yukatan-Strasse in 24 Stunden passiert, ergiebt die ungeheuere Menge von 2717 Kubikmeilen — eine Masse, welche hinreichen würde, den Spiegel des ganzen Golfes um 1.8 *m* in demselben Zeitraume zu erhöhen. Die Messungen, welche ebenfalls von Lieutenant Pillsbury in demselben Jahre in der Florida-Strasse, etwa 10 Meilen westlich von Havana, gemacht wurden, zeigen, dass in 24 Stunden durch diese Strasse ungefähr 1800 Kubikmeilen Wasser aus dem Golfe zum Atlantischen Ozeane abfliessen. Der Unterschied von ca. 900 Kubikmeilen im Zu- und Abfluss zwingt uns zu der Annahme, dass diese Quantität Wasser als Tiefströmung vom Golfe durch die Yukatan-Strasse in das Karibische Meer zurückfliesst. Wir lernen aus dem Verhältnisse dieser Zahlen, dass die jetzt ziemlich allgemein geltende Erklärung der Karibischen Strömung durch die von den Winden angehäuften Wassermassen im nordwestlichen Teile dieses Meeres teilweise Berechtigung hat. Wäre dieses aber die einzige Ursache, so wäre kein Grund für die Erklärung der Tiefengegenströmung vorhanden. Dahingegen sind wir zu der Annahme berechtigt, dass, falls Temperatur- und Dichtigkeitsunterschiede zwischen den Gewässern des Golfes und des Karibischen Meeres die alleinige Ursache der Strömungen wären, die Oberflächenströmung und die Gegenströmung annähernd gleiche Stärke haben müssten. Aus dem Verhältnisse dieser entgegengesetzten Strömungen, wie es die Messungen ergeben, schliessen wir demnach, dass die mechanische Wirkung von Winden die Hauptveranlassung zur Yukatan-Strömung liefert, dass aber, im Falle jene aufhören würden, eine Wirkung zu äussern, immerhin noch eine Oberflächenströmung vom Karibischen Meere nach dem Golfe und eine Tiefenströmung in umgekehrter Richtung stattfinden würden, etwa in der Weise, wie solche zwischen dem Mittelländischen Meere und dem Atlantischen Ozeane bestehen.

Das frische Wasser, welches entweder durch Regen- oder Flussentleerungen seinen Weg in den südwestlichen Teil des Golfes von

Mexiko findet, geht vermöge seiner hohen Temperatur rasch in Meerwasser über. Es behauptet seine Lage an der Oberfläche, absorbiert aber fortwährend Wärme und Salz von den tiefer liegenden Schichten; infolge dieses Vorganges finden wir eine dünne Schicht Wasser an der Oberfläche mit verhältnismässig hoher Temperatur und hohem Salzgehalte, unterlagert von mächtigen Schichten aussergewöhnlich kalten Wassers. Bei einer Temperatur zwischen 27 und 32° C. an der Oberfläche sinkt die Temperatur in 460 *m* Tiefe auf 7°.

Das frische Wasser, welches seinen Zutritt in den nördlichen Teil des Golfes findet, schwebt gleichfalls an der Oberfläche, und zwar infolge seines geringen spezifischen Gewichtes oder Salzgehaltes und trotz seiner niedrigen Temperatur. Auf seiner Reise nach der Mitte des Golfes bewahrt es viel längere Zeit das Merkmal seines Ursprunges: niedriges spezifisches Gewicht; nur allmählich entzieht es der Tiefe Salz und Wärme und erreicht erst am Ziele seiner Reise völlige Sättigung.

Den Weg des Mississippi-Wassers kann man auf Hunderte von Meilen von der Mündung durch den Golf verfolgen, und es war dem Verf. eine Überraschung, zu finden, dass es, anstatt direkt zur Florida-Strasse zu fliessen, nach Westen abbiegt und nach der Mitte des westlichen Golfes strömt. Anfangs war Verf. geneigt, der Rotation der Erde und den herrschenden Winden einen Anteil an dieser Ablenkung zuzuschreiben, ist aber schliesslich zu der Überzeugung gekommen, dass das Mississippiwasser nach Westen fliesst, weil es dort das niedrigste Niveau findet, indem der östliche Teil des Golfes durch die Yukatan-Strömung beherrscht wird. Trotz der Herrschaft dieser Strömung geht die Richtung der Oberflächendrift im westlichen und nördlichen Teile des Golfes im allgemeinen nach der Florida-Strasse, was wohl dadurch zu erklären ist, dass in diesen Teilen des Golfes der Yukatan-Strom sich unter die Oberfläche senkt.

»In seinem Vordrängen gegen den herrschenden NO- oder SO-Passat wird das auf der Reise zum Florida-Kanal begriffene Wasser einer sehr kräftigen Verdunstung unterworfen. Infolge dieser Verdunstung wird das spezifische Gewicht, resp. der Salzgehalt des Oberflächenwassers so erhöht, dass es sich nicht mehr schwimmend erhalten kann. Es sinkt, und als schlechter Wärmeleiter trennt es sich schwer von der an der Oberfläche gewonnenen Wärme und trägt in bedeutende Tiefen einen grössern Vorrat von Wärme, als auf irgend eine andere Weise, durch Strahlung oder Fortpflanzung, hätte durchdringen können. Auf diese Weise erklärt es sich, dass wir im östlichen Teile des Golfes, nördlich vom Westende Cubas, in einer Tiefe von 460 *m* Temperaturen von über 15° finden gegen 7° im westlichen Teile und 8° im Karibischen Meere.

In Übereinstimmung mit den Gesetzen, welche die Meeresströmungen beherrschen, wie wir sie bei dem heutigen Standpunkte der Wissenschaft verstehen, wonach im Falle entschiedener Temperatur-

unterschiede in grössern Tiefen zwischen in Verbindung stehenden Meeresteilen stets eine Tiefenströmung ins Leben gerufen wird, welche eine Ausgleichung dieser Temperaturen anstrebt, findet also eine Tiefenströmung warmen und salzreichen Wassers statt vom östlichen Teile des Golfes nach dem westlichen und eine ähnliche von demselben Meeresteile nach dem Karibischen Meere. Es darf nicht vermutet werden, dass der Golf hierdurch einen permanenten Verlust an Salz erleide; das ihm entzogene Salz (und ebenso die Wärme) findet durch ein System von aufeinanderfolgenden Beförderungen seinen Weg zu immer höher gelegenen Regionen, bis es schliesslich den Oberflächenstrom erreicht und mit ihm zum Golfe zurückkehrt. Die Beharrlichkeit, mit welcher das warme und salzreiche Wasser des östlichen Golfes als Tiefenströmung nach dem Westen und Norden vordringt und jede Spur von frischem Wasser bis tief in die Buchten und Flussmündungen an der nördlichen Küste verfolgt, hat viel Ähnlichkeit mit der Energie der Gezeitenflut, und es unterliegt kaum einem Zweifel, dass beide Kräfte sich gegenseitig in die Hand spielen. Die Temperaturunterschiede zwischen dem östlichen Golfe und den Teilen des Ozeanes, mit welchen er in nächster Verbindung steht, sind so gering (höchstens $^1/_2$ bis 1^0), dass kein Grund zur Annahme von Tiefenströmungen vorliegt, und es ist auffallend, dass im Einklange hiermit die beide verbindenden Kanäle eine zur Passage des Oberflächenstromes gerade genügende Tiefe haben.«

Was den Zusammenhang des Yukatan- und des Golfstromes anbelangt, so ergab sich, dass der eigentliche Golfstrom als eine schwache Strömung von etwa $1^1/_2$ Meile Geschwindigkeit am westlichen Eingange des Florida-Kanales entsteht; gewöhnlich hat die Achse der Strömung die Richtung vom Golfe, zuweilen aber neigt sie sich etwas nach der Seite der Yukatan-Strasse. In der westlich von der Florida-Strasse gelegenen Region konnten durchaus keine beständigen Strömungen festgestellt werden. Die Sachlage scheint etwa folgende zu sein: Wenn der Yukatan-Strom seine grösste Thätigkeit entfaltet, ergiesst sich das im nordwestlichen Karibischen Meere aufgestaute Wasser in den Golf von Mexiko und bewirkt eine Erhebung seines Wasserspiegels über den des Atlantischen Ozeanes; ein Teil dieses Wassers fliesst direkt nach der Florida-Strasse, aber es ist nicht anzunehmen, dass dieser Teil erheblich grösser ist als die Quantität, welche andere Stellen im Golfe passiert, die dieselbe Entfernung von der Yukatan-Strasse haben. Der grössere Anteil Wassers, welcher an der Entstehung des Golfstromes beteiligt ist, kommt dem Bestreben des Golfes zu, sich von dem ihm aufgebürdeten Gewichte zu befreien. Der Yukatan-Strom ist aber sehr unstetig, zuweilen lässt seine Stärke um die Hälfte nach. Wenn dieses der Fall ist, so macht sich die Reaktion des Golfes dadurch geltend, dass er nicht nur alleinigen Besitz von der Florida-Strasse nimmt, sondern auch öfters den Yukatan-Strom in seinem

eigenen Gebiete angreift und ihn an seiner schwächsten Stelle in das Karibische Meer zurückdrängt.«

Am westlichen Anfange der Florida-Strasse tritt der Golfstrom als eine schwache Strömung ins Leben, »und wir müssen jetzt hinzufügen, dass seine Wärmeausrüstung beim Antritte seiner langen Wanderschaft durchaus nicht den Erwartungen entspricht, zu welchen uns sein Ruf berechtigt, wonach er aus dem Golfe von Mexiko nach dem östlichen Atlantischen Ozeane eine Quantität Wärme hinüberführt, welche genügt, das Klima des ganzen westlichen Europa bedeutend zu mildern. Die wahre Sachlage ist, dass der Nordatlantische Ozean an irgend einer Stelle in gleicher Breite ebensoviel Wärme besitzt, als dem Golfstrome auf seiner Thürschwelle zur Verfügung steht, und was noch viel bezeichnender ist: die Wärme des Golfstromes ist nicht wie die des Ozeanes durch eine schützende Decke gehütet, sondern an der Oberfläche angesammelt, wo sie Gefahr läuft, durch Diffusion sich bald zu zerstreuen. Der Golfstrom begiebt sich auf die Reise mit nicht mehr Wärme — und Salz — versehen, als ihm zu seinem eigenen Bedarfe ausreicht, bis etwa zum Kap Florida. Mutig nimmt er sofort den Kampf auf gegen die kalten und salzarmen Gewässer, welche von der Florida-Bank herabsteigen und beinahe bis zur Mitte der Florida-Strasse vorgedrungen sind. Bei seiner Ankunft in der Länge von Key West hat er diese kalten Gewässer schon bis in die Nähe der Korallenriffe zurückdrängt, und bei seinem Eintreffen gegenüber Kap Florida hat er sie fast ganz aufgerieben. Hier nähert er sich während seines ganzen Laufes dem festen Lande am meisten (bis zu 15 Meilen) und behauptet die ganze Breite und Tiefe des Kanales. Obgleich er den Kampf siegreich bestanden, ist er durch fortwährenden Verlust von Wärme und Salzgehalt so geschwächt, dass er ohne Verstärkung nicht im stande wäre, einen kräftigen Angriff abzuweisen. Glücklicherweise sind Verstärkungen zur Hand. Warme und salzreiche Wasser, welche längs des Westrandes der Bahama-Bank durch den Santarem-Kanal langsam vorgedrungen sind, vereinigen sich mit dem Golfstrome und stärken ihn wesentlich; noch bedeutendere Kräfte aber, vom Nordostpassat gesammelt, werden ihm am östlichen Eingange der Florida-Strasse zugeführt.«

Zeigt nun aber der Golfstrom im Atlantischen Ozeane, zwischen der Florida-Strasse und Kap Hatteras grosse Wärme und hohen Salzgehalt, so muss dafür eine besondere Quelle existieren. Auf diese weist Lindenkohl durch folgende Betrachtung: »Der Vorgang einer kräftigen, durch die Winde begünstigten Verdunstung, wie sie sich im südöstlichen Golfe von Mexiko findet, wiederholt sich unter dem Einflusse eines kräftigen und stetigen Passats in viel grossartigerem Massstabe über die ganze Oberfläche des Atlantischen Ozeanes zwischen Bermuda und den Südstaaten der Union. Das infolge dieser Verdunstung in die Tiefe sinkende Wasser verleiht den tiefern Schichten eine höhere Temperatur und einen grössern

Salzgehalt, als in irgend einem andern Ozeane angetroffen wird. Dieses warme Wasser, welches in einer Tiefe von 460 *m* eine Temperatur zwischen 15.5 und 17.8° besitzt, nähert sich bis auf eine Entfernung von 40 geographischen Meilen den kalten Gewässern, welche von der Untiefe, die den Kontinent umsäumt, herabsteigen und in bezeichneter Tiefe nur eine Temperatur von etwa 7° haben. Innerhalb dieses Raumes von 40 Meilen Breite findet nun ein Ausgleich von Temperatur- und Salzgehalt statt, welcher am Meeresboden anfängt und durch die ganze überliegende Wassersäule fortschreitet, sie ganz neu konstruiert und das Phänomen hervorbringt, das wir Golfstrom nennen.«

Über Form und Ursprung der Gezeitenwellen ist eine Arbeit von F. L. Ortt erschienen[1]), welche durch v. Horn in einer deutschen Bearbeitung wiedergegeben wurde[2]). An verschiedenen Seen ist die Art der Gezeitenwelle nach der von den Professoren Sir W. Thomson und G. H. Darwin entwickelten Methode der »harmonischen Analyse« untersucht; für viele Stationen sind die Konstanten der Gezeitenwellen auf diese Weise bestimmt, und zwar in Englisch-Indien durch E. Roberts und A. W. Baird, in Amerika durch Ferrel, in den Niederlanden durch H. G. van den Sande Backhuyzen und L. C. F. E. Engelenburg, in Niederl. Indien durch v. d. Stock und Ypes, in Deutschland durch C. Börgen.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen, miteinander in Verbindung gebracht, geben einige neue Gesichtspunkte bezüglich des Ursprunges der Gezeiten und einiger Abnormitäten in der Form der Gezeitenwellen. Wenn auch zur Erlangung einer vollkommenen Theorie der Gezeitenerscheinungen die Anwendung der harmonischen Analyse auf viel mehr und besser über die verschiedenen Seen verteilten Punkten nötig ist, so genügen doch die bis jetzt erhaltenen Ergebnisse zur Ableitung einiger allgemeiner Folgerungen.

Wegen der Einzelheiten muss auf die Abhandlung selbst verwiesen werden, hier kann nur einiges zur Mitteilung kommen.

Bei der Untersuchung des Ursprunges der Gezeitenwellen wirft sich zunächst die Frage auf:

Ist die Gezeitenwelle, welche man in einer See beobachtet, die Fortpflanzung einer in einer andern See erzeugten Welle, oder ist sie in der See, wo man sie beobachtet, selbst entstanden oder möglicherweise eine Durchmischung beider?

Die angestellten Betrachtungen geben darüber vorläufig die folgenden Kennzeichen:

A. Wenn eine Gezeitenwelle in einer bestimmten See erzeugt ist, so zeigen die Amplituden der verschiedenen halbtägigen Wellentypen ein konstantes Verhältnis unter sich. Dasselbe ist der Fall

---

1) Tijdschrift v. h. Koninkl. Instituut v. Ingenieurs. 1896/97. 3. Lfg.
2) Annalen der Hydrographie. 1896. Heft 8 u. 9.

bei denen der eintägigen Wellentypen unter sich. Ferner wird ein Kennzeichen für die See, in welcher die Wellen erzeugt sind, sein: ein charakteristisches Verhältnis der Amplituden der halbtägigen zu denen der eintägigen Wellentypen und auch zu denen der Wellen von langer Periode, obschon letztere meistens zu wenig zuverlässig sind.

B. Wenn die Gezeitenwelle eine Fortpflanzungswelle aus einer andern See ist, so wird der Charakter dieser Verhältniszahlen mit dem der andern See übereinstimmen. Auch wird bei einer genügenden Anzahl Beobachtungspunkte oft ein Verband zwischen der Verspätung der verschiedenen Wellentypen auf den aufeinander folgenden Beobachtungspunkten zu spüren sein, woraus sich die Richtung der Fortpflanzung der Gezeitenwellen ergeben kann. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit wird proportional zu $\sqrt{g D}$ sein (wo D die Wassertiefe ist).

C. Ist die Gezeitenwelle eine Vermischung einer der See eigenen und einer darin fortgepflanzten Welle und herrscht eine von beiden vor, während die andere gering ist, so werden einige Verhältniszahlen auf verschiedenen Beobachtungspunkten in dieser See Anzeichen von Interferenz ergeben durch Schwankungen um einen Mittelwert.

Wenn zwei Wellensysteme zusammenkommen, welche beide Bedeutung haben und sich nicht vollkommen in derselben Richtung fortpflanzen, so werden deutliche Interferenzerscheinungen wahrzunehmen sein, bestehend in: unregelmässigen Abwechselungen in den Verhältnisziffern der Amplituden auf verschiedenen Beobachtungspunkten, Unregelmässigkeiten in den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der verschiedenen Wellentypen, welche Geschwindigkeiten nicht länger proportional zu $\sqrt{g D}$ sein werden.

Vor allem werden diese Erscheinungen stark auftreten, wenn die interferierenden Wellensysteme einander aus verschiedenen Richtungen begegnen.

Diese Kennzeichen können jetzt mit den Resultaten der angestellten Beobachtungen in den verschiedenen Seen geprüft werden.

Verf. giebt nun in Tabellen eine Übersicht der Konstanten der harmonischen Analyse für eine Anzahl Beobachtungspunkte und schliesslich eine allgemeine Übersicht der Verhältniszahlen und des Alters der Gezeiten in den verschiedenen Seen.

Bezüglich der Frage des »Ursprunges der Gezeiten« giebt diese Übersicht einige, wenn auch für einen Teil negative Definitionen.

»Die geringe Anzahl Beobachtungen in den südlichen Ozeanen gestaltet es schwierig, mit Sicherheit zu beurteilen, ob in der That in diesen Seen der Ursprung unserer Gezeiten zu suchen ist. Einige Erscheinungen machen diese Annahme unwahrscheinlich.

Das Verhältnis der eintägigen Gezeiten ist sowohl in den südlichen Seen wie an unserer Küste grösser als die Einheit, während

dasselbe in den zwischenliegenden Seen kleiner als 1 ist. Endlich ist das Alter der Spring- und der Parallaxgezeiten in den südlichen Ozeanen ungefähr gleich dem in dem Nordatlantischen Ozeane, was auch schwerlich der Fall sein könnte, wenn ein und dieselbe Gezeitenwelle sich aus den südlichen Ozeanen bis an unsere Küsten fortpflanzte.

Das Bestehen einer Gezeitenwelle, welche sich nach den Vorstellungen von Whewell in dem Wasserringe südlich von den Festländern bildet und sich nach den »cotidal lines« bis in die meisten Seen fortpflanzt, wird beim Betrachten der erwähnten Tabellen höchst unwahrscheinlich.

Besser deckt sich mit den Ergebnissen die Annahme, dass die meisten Seen eigene Gezeitenwellen haben, welche teils geändert durch Fortpflanzungswellen aus benachbarten Seen, durch Interferenz oder Kombination zahllose verschiedene Typen bilden, welche unmöglich scharf voneinander zu unterscheiden sind.

Ist diese Annahme richtig, so ist in der Hauptsache jede See der Ursprung ihrer eigenen Gezeiten, welche vielleicht allein an den Küsten ansehnliche Amplitude besitzen

Mit Ausnahme von Spezialfällen, wo in einer Gezeitenwelle längs den Küsten in ihrem Laufe zu folgen ist, wird dann auch eine Untersuchung des Ursprunges der Erscheinung im allgemeinen ebensowenig wie die Erklärung des Alters der »Gezeit« oder das Suchen von cotidal lines zu befriedigenden Resultaten führen können, und werden die »Hafenzeiten« wenig mehr als einigen praktischen Wert besitzen. Endlich wird durch diese Annahme jeder Grund verschwinden, um eine Anzahl von Erscheinungen, wie Alter von Gezeitenwellen u. dgl., welche mit der Theorie von Whewell unmöglich zu vereinigen sind, länger als »rätselhaft« zu betrachten.

Jede See muss mehr zum Gegenstande eines speziellen Studiums gemacht werden. Der Weg dazu ist vorgeschrieben: Fortsetzung der Beobachtung der Gezeitenwellen auf einem systematisch gewählten Netze von Beobachtungspunkten und Zerlegung in ihre Bestandteile. Noch sehr viele Reihen von Beobachtungen müssen bis zur Erreichung des Zieles angestellt und verarbeitet werden.«

Die Springflutwelle in der Mündung des Tsien-tang-kiang in der Hang-tshau-Bucht ist von Kapitän Moore geschildert worden in zwei Berichten an die englische Admiralität. Schott giebt diese in Zusammenfassung wieder[1]). Obgleich der Schauplatz dieser Erscheinung kaum 70 Seemeilen von Shanghai entfernt ist, war Zuverlässiges darüber nicht bekannt, bis Kapitän Moore bei Gelegenheit von Vermessungen in den chinesischen Gewässern die Beobachtung des Phänomens übernahm. In der östlichen Hälfte der Hang-tshau-Bucht liegt die ganz kleine, aber mit einem Feuerturme

[1]) Annalen der Hydrographie 1896. p. 466.

besetzte Insel »West-Volcano«, westlich von 121° östl. L., ungefähr bei der ebenfalls sehr kleinen Rambler-Insel beginnt die plötzliche starke Verschmälerung der Hang-tshau-Bucht in Nord-Südrichtung, indem etwa 20 Seemeilen breite Sande von Süden heranreichen bis fast an die nördliche Seite oder das linke Ufer des Mündungstrichters des Tsien-tang; die plötzliche starke Abnahme der Wassertiefe endlich beginnt etwas oberhalb von Rambler-Insel, bei Kanpu, da, wo das Nordufer aus der Nord-Südrichtung umbiegt in West-Ostrichtung, und die Wassertiefe von 4 bis 5 Faden auf 4 bis 5 Fuss herabgeht. Rund 10 Seemeilen noch weiter flussaufwärts liegt die Stadt Haining, an ihrem Ostende die sogenannte Bhota-Pagode, von welcher aus die meisten Beobachtungen der Sprungwelle seitens des Kapitäns Moore gemacht wurden. Noch weiter stromaufwärts liegt sodann das mächtige Hang-tshau, die berühmte frühere Hauptstadt Chinas. Aus der Zusammenstellung und Diskussion der Beobachtungen Moore's schliesst Schott folgendes:

»Die Springflutwelle in ihrer ganzen, jede regelmässige Schiffahrt unmöglich machenden Ausbildung entsteht nicht erst bei Kanpu oder Haining, wo sie von Moore beobachtet wurde, sondern mindestens schon bei Rambler-Insel. Denn aus den Pegel-Ablesungen, die dort gemacht wurden, ergiebt sich für Rambler-Insel ein plötzliches Steigen des Wasserspiegels um 3 bis 3.5 *m* in der Stunde von einer Stunde nach Niedrigwasser an. Dort bereits wirkt also die trichterartige Einengung der Hang-tshau-Bucht auf die von dem Tshusan-Archipel herankommende Flutwelle so stark ein, dass ihre Höhe ganz rapid zunimmt.

Diese Spanne Zeit, während welcher bei Rambler-Insel das Wasser so kolossal stark und schnell steigt, während in Haining Niedrigwasser ist, kann als Geburtsstunde des Stürmers betrachtet werden.

Etwa 1½ Stunden nach dem ersten Auftreten der Sprungwelle bei Rambler-Insel, wo sie freilich den Namen »Sprungwelle« noch nicht verdient, sondern eben nur durch sehr schnelles Steigen des Meeresspiegels und durch Kabbelungen bemerkbar wird, kann man bei Haining das erste Geräusch der heraufstürmenden Welle im fernen Osten hören; erst wieder eine Stunde später aber zieht sie dann in ihrer ganzen imposanten Höhe vorüber an Haining. Die Beobachtungen zeigten, dass bis unmittelbar zum Fusse der aufwärts eilenden Welle noch starker Ebbestrom reicht und nicht etwa Stauwasser hervorgeht. Dieser Umstand trägt offenbar auch dazu bei, die mauerartig ankommende Wasserkaskade steiler zu gestalten; dabei beträgt bei Haining kurz vor der Welle die Wassertiefe kaum 2 Fuss, stellenweise sind die Sande nur eben mit Wasser bedeckt — und nun denke man sich ganz unvermittelt eine wallähnliche Wassermasse von durchschnittlich 10 bis 11 Fuss Höhe mit durchschnittlicher Geschwindigkeit von mindestens 10 Knoten in der Stunde über diese flachen Sande heranbrausen! Dabei ist noch besonders zu bemerken, dass, wie aus dem Moore'schen Bericht und auch aus den Photographien hervorgeht, im Tsien-tang unzweifelhaft die Sprungwelle über der ganzen Breite des Flussbettes, auch über den tiefern Teilen an der Nordseite und nicht bloss über den ausgedehnten Sanden der Südseite, brandet. Es wird dies erwähnt, weil nach einer Notiz von Börgen Zweifel darüber bestehen, wie sich der Stürmer auf den verschiedenen Flüssen über den verschiedenen Tiefen gestaltet; so soll z. B. auf dem Hugli der mittlere, tiefe Stromteil von der Brandung verschont bleiben.

Sehr wichtig für die Auffassung der Erscheinung ist nun ferner der Umstand, dass hinter der Sprungwelle nicht etwa ein Wellenthal eine Er-

niedrigung des Wasserspiegels folgt; es folgt auch nicht eine zweite Welle, sondern es steigt vielmehr nach Vorübergang der Kaskade das Niveau noch weiter, aber allmählich, wie es ja dem Gezeitenphänomen zukommt: diese weitere Zunahme der Wassertiefe während des Flutstromes beträgt $^3/_4$ der Höhe der ersten Kaskade, auch mehr; auf dem Rücken des Wellenscheitels ist das Wasser nicht glatt, sondern sehr kabbelig, und kleinere Wellen von mehrern Fuss Höhe sind daselbst in heftiger Bewegung zu sehen.

Wir erhalten für Haining einen mittlern Flutwechsel von etwa 5.8 *m* Höhe; für Hang-tshau, wohin die Welle nur noch abgeschwächt gelangt, beträgt die mittlere Wasserstandsänderung bei Springzeiten nur noch 1.8 *m*, dagegen erreicht sie bei Rambler-Insel den kolossalen Wert von rund 9 *m* (7.6 *m* bis 10.4 *m*), aber dort nimmt, weil die Insel ausserhalb des engsten Mündungstrichters und auf tieferem Wasser liegt, die Flutwelle keinen sehr bedrohlichen Charakter an, wie wir schon oben sahen.

Alle von Moore bei Haining beobachteten Springflutwellen waren nach Aussage der Chinesen nicht ungewöhnlich hoch, und es ist zweifellos, dass in besondern Fällen der Wellenkamm selbst die gewaltige Höhe von etwa 15 Fuss oder fast 5 *m* erreicht; im Winter sollen nach den Berichten der Djunken-Schiffer die Stürmer durchschnittlich etwas stärker sein, vielleicht deshalb, weil dann der steife Nordostmonsun des Gelben Meeres besonders grosse Wassermengen in der Bucht anstaut. Die ältern Angaben von 8 bis 10 *m* Höhe für den Wellenscheitel sind aber sicherlich falsch.

Bei Haining erreicht das Phänomen stets den Gipfel seiner Ausbildung, es passirt die Stadt fast genau in dem Augenblicke, in welchem der Mond den Meridian passirt, sei es in oberer oder unterer Kulmination; nur bei harten auflandigen Winden scheint die Welle etwas zu zeitig, vor dem Monddurchgange, anzukommen. Immer zur Zeit der Syzygienstellung ist die Flutwelle besonders gross; wie aber während der andern Monatstage die Erscheinung im einzelnen sich äussert — ganz fehlt sie natürlich nicht —, darüber findet sich in den uns vorliegenden Berichten nur die Angabe, dass die Höhe der Welle 0.5 bis 1 *m* betrage, und die Erscheinung ungefährlich sei.

Was ferner die Fortpflanzungsgeschwindigkeit anlangt, so ist bei Haining 10 Sm. in der Stunde das durchschnittliche Minimum, meist läuft die Welle etwas über 11 Knoten, in einzelnen Fällen aber werden 14 Knoten in der Stunde zurückgelegt.

Über die Form des vordern Randes der Sprungwelle lauten die Angaben Moore's verschieden, fast sich widersprechend; an der einen Stelle sagt er, dass die Sprungwelle in einer ganz geraden, über den Strom von Norden nach Süden sich erstreckenden Linie komme, heranmarschierend wie eine Kompagnie Soldaten; an einer andern Stelle heisst es dagegen, dass derjenige Teil der Kaskade der über dem tiefsten Teile des Flussbettes läuft, ein wenig zurückbleibe und am steilsten aufgerichtet sei, beides wohl infolge der dort am stärksten herrschenden Abflussströmung des Tsien-tang, und endlich wird an einer dritten Stelle gesagt, dass die Welle an den Seiten, an den Rändern etwas zurückbleibe, wohl wegen vermehrter Reibung am Ufer und am Grunde. Wahrscheinlich sind die Abweichungen von der geraden Linie nie bedeutend.

Das Geräusch der Sprungwelle in der Entfernung ist sehr eigentümlich, es gleicht noch am ehesten dem der Brandung an einem entfernten Korallenriffe, es ist ein fortwährendes, ziemlich gleichmässiges Tosen, welches nur gelegentlich von einem besonders lauten, aber dumpfen Tone abgelöst wird nähert sich der Stürmer, so wächst das Geräusch nur sehr allmählich, bis es vorüberzieht mit einer Stärke, die dem Brausen der Niagara-Fälle nur wenig nachsteht.

Es wurde schon oben bemerkt, dass jede regelmässige Schiffahrt auf dem Tsien-tang durch die täglich zweimal auftretende Sprungwelle un-

möglich gemacht werde; selbst die kleinen Kutter konnten sich nicht ohne schwere Beschädigungen während der Flut auf dem Strome halten, und während des Ebbestromes fehlt es an genügender Wassertiefe. Nur die ganz besonders diesen Verhältnissen angepassten Djunken der Chinesen unterhalten, wenn schon mit grossen Gefahren und Schwierigkeiten, den Verkehr; die Djunken des Tsien-tang haben vollkommen platten Boden und verkehren nur in der kurzen Zeit unmittelbar nach dem Vorübergange der Bore bis zum Kentern der Stromrichtung und ein wenig nachher noch, das sind etwa drei bis vier Stunden für jeden halben Tag. Denn der Ebbestrom läuft auch schnell, das Wasser fällt sehr schnell weg, und eine beladene Djunke braucht wenigstens 9 Fuss Wasser, um zu schwimmen.

Will man das Wesen der Springflutwelle des Tsien-tang kiang in wenigen Worten zusammenfassen, so lässt sich vielleicht sagen, dass sie nichts weiter als der Hochwasserscheitel der Tag für Tag zweimal in die Hang-tshau-Bucht eintretenden Flutwelle ist, der Scheitel des Hochwassers, welcher aber wegen der plötzlichen starken Abnahme sowohl der Zugangsbreite wie besonders der Wassertiefe eine gefährliche Höhe und eine gefährliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit notwendigerweise erlangt. Die Sprungwelle ist also nicht eigentlich eine Welle, sondern nur ein kleiner Teil einer Welle, sie ist der Kamm der Flutwelle, in welchem die einzelnen Wasserteilchen wirklich eine Vorwärtsbewegung haben, nicht bloss, wie in den Windwellen des offenen Ozeanes, eine hin- und herschwingende »Orbitalbewegung«.

Da es sich hier um den wirklichen Transport von Wassermassen von einem Ort zum andern handelt, so mag man das Phänomen auch mit den sogenannten „Translationswellen" oder „Übertragungswellen" in Beziehung bringen, das sind Wellen, welche (wie der Stürmer) eine isolierte Erhebung ohne nachfolgendes oder vorangehendes Wellenthal bilden[1]) und bei dem plötzlichen Übertritte einer bestimmten Wassermasse in einen engen Kanal erscheinen«.

Die grosse Neufundland-Bank ist von Kapitän W. T. Main Jahre lang studiert worden, und hat derselbe über seine Beobachtungen an die Londoner Geographische Gesellschaft berichtet[2]). Diese Bank dehnt sich von 43° bis 49° n. Br. und von 47° 30′ bis 57° 30′ w. L. aus, mit Tiefen von 3—100 Faden. Der Grund besteht hauptsächlich aus Sand und Muscheln. Die Gestalt der Bank ist von grösster Wichtigkeit für die Schiffahrt, die sich bei dem Vorherrschen von Nebeln in den meisten Fällen auf das Lot verlassen muss. Nach der Ansicht Thoulet's hat das Schmelzen der aus den Polargegenden kommenden Eisberge die Bildung der Bank verursacht. Kapitän Main weist nun nach, dass die frühern Aufnahmen der Bank vom Jahre 1859 vollständig unzuverlässig sind, da einerseits durch die von den Eisbergen stammenden Trümmer an verschiedenen Stellen Anhäufungen, anderseits durch die pflugartige Wirkung der Eisberge vielfach Vertiefungen hervorgerufen worden sind. Besonders waren die Tiefenmessungen am nördlichen Teile der Bank für praktische Zwecke nicht zahlreich genug. Kapitän Main's Verdienst ist es, diese in reichlichem Masse vervollständigt zu haben.

---

[1]) Siehe hierüber nach Russel's u. a. Beobachtungen Krümmel im »Handbuch der Ozeanographie«. 2. p. 24 ff.

[2]) Geogr. Journal London. 7. p. 316. Verhandl. der Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1896. 33. p. 192.

Die Forschungen der »Pola« im Roten Meere 1895—1896. Der k. k. Akademie in Wien berichtet der Kommandant P. Edler von Pott über die Thätigkeit der wissenschaftlichen Expedition dieses österreichischen Kriegsschiffes[1]). »Die Reise wurde am 6. Oktober um $7^1/_2{}^h$ abends von Pola aus angetreten und führte zunächst über Port Said und durch den Suez-Kanal am 18. Oktober nach Suez. Nach Beendigung der dortselbst auszuführenden Stationsbeobachtungen und Ergänzung der Lebensmittelvorräte, Suez am 25. Oktober mittags wieder verlassend, wurde zunächst nach »Brother Island« und »Koseïr« und im weitern Verlaufe dann zum südlichsten Endpunkte des Arbeitsgebietes »Djiddah« gesteuert; Ankunft daselbst am 2. November. Sowohl auf Brother Island, als wie in Koseïr und Djiddah wurden meteorologische Beobachtungsstationen eingerichtet und überdies auf zwei Stationen, und zwar auf der erst- und letztgenannten, die Stationsbeobachtungen durchgeführt.

Während der Fahrt von Suez nach Djiddah wurde siebenmal gelotet, viermal gedredscht und einmal mit dem Tannernetz gefischt.

Am 12. November Beginn der ersten Kreuzung (südlichster Abschnitt des Arbeitsgebietes im Roten Meere). Dauer 26 Tage — während derselben wurde 17 mal gelotet, 10 mal gedredscht, 3 mal mit dem Tannernetze gefischt und die Landbeobachtungsstationen: Mersa Halaib, Sct. Johns Island, Berenice und Rabegh angelaufen und absolviert. Am 7. Dezember Ende der Kreuzung und Rückkehr nach Djiddah.

Am 20. Dezember nach 12 tägigem Aufenthalte im Hafen: Beginn der zweiten Kreuzung (mittlerer Abschnitt des Arbeitsgebietes im Roten Meere). Dauer 32 Tage — während derselben 15 mal gelotet, 9 mal gedredscht, 1 mal mit dem Tannernetz gefischt und die Landbeobachtungsstationen Djembo, Scherm Scheich (an der ägyptischen Küste), Hassani, Mersa Dhiba, El Wedge, bezw. Scherm Habban und Koseïr angelaufen und absolviert. Im Vorüberfahren wurde auch die meteorologische Station auf Brother Island inspiziert. Am 21. Januar Schluss der Kreuzung und Ankunft in Suez. Am 3. Februar nach 13 tägigem Aufenthalte im Hafenbassin von Port Ibrahim (Suez) Beginn der dritten Kreuzung (nördlicher Teil des Arbeitsgebietes im Roten Meere). Dauer 21 Tage. Während derselben 11 mal gelotet, 7 mal gedredscht, 1 mal mit dem Tannernetz gefischt und die Beobachtungsstationen Noman Island, Safaja Island, beziehungsweise Ras Abu Somer und Shadwan angelaufen und absolviert. Am 22. Februar Ende der Kreuzung und Rückkehr nach Suez.

Am 4. März nach 11 tägigem Aufenthalte in Suez Beginn der vierten Kreuzung (Golf von Suez). Dauer 16 Tage. Während derselben 6 mal gelotet, 2 mal gedredscht und die Landbeobachtungsstationen Ras Mallap, beziehungsweise Abu Zemina, El Tor, Ras

[1]) Wiener akademischer Anzeiger 1896. Nr. XIV. p. 138.

Gharib und Zafarana angelaufen und absolviert. Am 20. März Ende der Kreuzung und Rückkehr nach Suez.

Am 31. März, nach 11 tägigem Aufenthalte in Suez, Beginn der fünften Kreuzung (Golf von Akabah). Dauer 30 Tage. Während derselben 42 mal gelotet, 5 mal gedredscht und die Landbeobachtungsstationen Dahab, Nawibi, Akabah, Bir il Maschija, Scherm Mnjavar, Senafir und Scherm Scheich (an der Südspitze der Sinai-Halbinsel) angelaufen und absolviert. Am 29. abends Ende der Kreuzung und Rückkehr nach Suez, behufs Vornahme der Schlussbeobachtungen dortselbst und nach Beendigung derselben Rückkehr nach Pola.

Die Stationsbeobachtungen bestanden in astronomischen Orts- und Zeitbestimmungen, in magnetischen Beobachtungen (Deklination, Inklination und Intensität) und in Schwerebestimmungen mittelst Pendelbeobachtungen.

Pelagisch wurde, so oft sich hierzu die Gelegenheit ergab, gefischt, und wo es die Bodenverhältnisse der Häfen nur gestatteten, auch mit dem Zug- und Stehnetze gearbeitet.

Ausserdem wurden, wo es angezeigt erschien, Hafenaufnahmen ausgeführt, und zwar wurden die Ankerplätze von Mersa Halaïb, Scherm Scheickh, Mersa Dhiba, Scherm Habban, Noman Island, Dahab, Nawibi, Akabah und Scherm Scheich mit Scherm el Moja (an der Südspitze der Sinai-Halbinsel) aufgenommen.

Zurückgelegt wurden im ganzen bis zum 29. April, das ist bis zur Rückkehr nach Suez 6135 Seemeilen; hiervon entfallen 1270 Meilen auf die Reise von Pola nach Port Said, 85 Meilen auf den Suezkanal und 4780 Meilen auf das eigentliche Arbeitsgebiet.

Die wirklich ausgeführten Routen der einzelnen Kreuzungen zeigen zwar in ihrer Anlage eine Abweichung von der im Arbeitsprogramme vorgezeigten Anordnung, bleiben derselben im Prinzipe jedoch ziemlich getreu, indem dieselben nichtsdestoweniger doch das ganze Arbeitsgebiet in analoger Weise wie früher durchqueren, wodurch, abgesehen von den zwingenden Gründen, welche diese Abänderung notwendig machten, der grosse Vorteil erzielt wurde, dass die ausgeführten einzelnen Lotungen, beziehungsweise Dredschungen und physikalischen Beobachtungsstationen jetzt gleichmässiger über das ganze Arbeitsgebiet verteilt zu liegen kamen.

Dieselben erscheinen jetzt in fast ganz regelmässig angeordneten drei Reihen (zwei seitwärts und eine in der Mittelaxe des Meeres) zwischen den schon von früherher vorhandenen Lotlinien eingeschaltet. Die zwei seitwärts gelegenen Reihen bilden ganz neue Positionen, während die in der Mitte eingelegte Linie teils zur Kontrolle, der Hauptsache nach jedoch zum Zwecke der Tiefseeforschung gemacht wurde. In der letztgenannten Linie wurde in der Position $\lambda = 38^{0} 0'$ Ost und $\varphi = 22^{0} 7'$ Nord die bis jetzt im nördlichen Teile des Roten Meeres grösste Tiefe mit 2190 *m* gelotet.

Massgebend für diese vorgenannte Abänderung der Kreuzungsrouten waren nicht nur die örtlichen Verhältnisse der Küsten des Arbeitsgebietes, sondern auch die eigenartigen Wind- und Witterungsverhältnisse, welche in demselben vorgefunden wurden, Umstände, welche bezüglich der Arbeitsmöglichkeit überhaupt ausschlaggebend waren und daher voll und ganz berücksichtigt werden mussten.

Bezüglich der örtlichen Verhältnisse der beiden Küsten war zu berücksichtigen, dass denselben fast überall, oft bis weit in die See hinausragende gefährliche Korallenriffe vorgelagert sind, welche das Anlaufen der Landbeobachtungsstationen nur zu ganz bestimmten Tagesstunden gestatten, und zwar kann dieses an der ägyptischen Küste nur in den ersten Vormittags- und an der arabischen Küste nur in den mittlern Nachmittagsstunden geschehen, weil dann die Sonne schon oder noch »genügend hoch« und »im Rücken« des Manövrierenden steht, um diese gefahrdrohenden Hindernisse sichtbar zu machen.

Die Windverhältnisse des nördlichen Teiles des Roten Meeres wurden derartig gefunden, dass es zur Regel werden musste, die Operationen des Lotens und Dredschens womöglich nur in den frühen Morgen- und in den frühen Nachmittagsstunden (circa um 6^h a. m. und um $2—3^h$ p. m.) vorzunehmen, da der in diesem Meeresteile vorherrschende, meist frisch wehende NNW um diese Zeit gewöhnlich bedeutend abflaut, oft auch ganz einlullt.

Die Witterungsverhältnisse besassen zwar im allgemeinen und übereinstimmend mit dem Red Sea Pilot eine ziemliche Regelmässigkeit; immerhin zeigte es sich jedoch, dass gewöhnlich um die Zeit des Mondwechsels (Neumond) eine kleinere oder grössere Störung eintrat, welche für die Durchführung der hydrographischen Arbeiten nur zu leicht hinderlich werden konnte, weshalb es ratsam erschien, diese Zeit womöglich in irgend einem Hafen (Landbeobachtungsstation) zuzubringen.

Der Golf von Akabah musste in Anbetracht seiner vollkommenen Unaufgeschlossenheit in physikalisch-chemischer, faunistischer und navigatorischer Beziehung, sowie mit Rücksicht auf die dort im allgemeinen herrschenden, sehr ungünstigen (stürmischen) Witterungsverhältnisse, ein eigenes, für sich abgeschlossenes Arbeitsgebiet bilden, in welchem deshalb auch eine verhältnismässig ganz bedeutend grössere Anzahl von hydrographischen Beobachtungsstationen absolviert werden musste als wie im Arbeitsgebiete des eigentlichen Roten Meeres, und zwar im ganzen 37 gegenüber von 68 in letzterm.

Die grösste Tiefe dieses Golfes wurde in $\lambda = 34^0 42{\cdot}8'$ Ost und $\varphi = 28^0 29{\cdot}2'$ Nord mit 1287 *m* gelotet.«

Die Bildung und geologische Geschichte der Seehäfen ist Gegenstand einer Studie von N. S. Shaler gewesen [1]). Er berück-

[1]) Zeitschrift für praktische Geologie. 1896. p. 76.

sichtigt dabei übrigens ausschliesslich nordamerikanische Häfen. Da aber die Häfen der andern Kontinente zumeist ganz analoge Verhältnisse zeigen, sind die Erörterungen auch über die Grenzen von Nordamerika hinaus von hohem Interesse, wenngleich auch Shaler in der Art und Weise der meisten Nordamerikaner bei der Beurteilung ihres Vaterlandes im Verhältnisse zu andern Ländern, namentlich zu Europa, sich zu einem objektiven Standpunkte nicht emporzuraffen vermag.

An einen guten Hafen werden bezüglich seiner Brauchbarkeit für die Schiffahrt die verschiedensten Ansprüche gestellt. Hauptbedingung ist ein hinreichender Schutz vor den Wellen und ein guter Ankergrund, daneben Geräumigkeit des Hafenbeckens, ein bequemer Zugang zu demselben von der offenen See aus, ein grösseres, leicht zugängliches Hinterland u. s. w. Mit Rücksicht auf das Vorhandensein einiger dieser Bedingungen muss häufig das Nichtvorhandensein anderer ignoriert werden. Oft ist aber das Fehlen nur einer dieser Bedingungen geeignet, einen im übrigen ganz vortrefflichen Hafen völlig unbrauchbar zu machen.

Shaler stellt auf Grund der Entstehung die folgenden Hafengruppen auf: Deltahäfen (z. B. New-Orleans) finden sich dort, wo ein grösserer Fluss in das Meer mündet, und haben daher den Vorteil eines leicht zugänglichen Hinterlandes. Dagegen haben sie eine ganze Reihe von Nachteilen, so namentlich die Bildung von Sedimentbarren vor den Flussmündungen infolge des Aufhörens der Flussströmung und durch Vermischung des Flusswassers mit dem Seewasser. Man sucht diese Kalamität jetzt dadurch zu heben, dass man die Mündung durch Leitdämme bis weit in die See hinein verlängert, wodurch der Fluss gezwungen wird, sich sein Bett selbst stetig rein zu spülen. Ein weiterer Nachteil ist die Strömung des Flusses, die von den Seglern durch Schleppdampfer überwunden werden muss. Völlig unbrauchbar werden kann unter Umständen ein Deltahafen durch die öfters stattfindende Verlegung der Flussmündungen. Nachdem sich ein Fluss seine Mündung durch Ablagerung von Sedimenten weit in die See hinein vorgebaut hat, durchbricht er häufig an einer Stelle seine Ufer und schlägt einen kürzern Weg zum Meere ein, wodurch ein unterhalb des Durchbruches gelegener Hafen seine Bedeutung völlig verliert.

Ein zweite Gruppe von Häfen findet sich in den Mündungen von Flüssen an Küsten, welche einer langsamen Senkung unterliegen (Delawarebai, Chesapeakebai, Mobilebai). Die Mündung der Flüsse wird hierdurch langsam zurückverlegt und bildet Baien, welche unten weit, sich nach oben langsam verschmälern und in den Fluss selber übergehen. Sie werden durch das mit Sedimenten beladene Flusswasser leicht seicht.

Fjordhäfen finden sich nur in höhern Breiten und wird hierdurch sowie durch eine Reihe anderer Erscheinungen ihr glazialer Ursprung — d. h. ihre Entstehung durch die Wirkung des Gletscher-

eises — erwiesen. Es sind meist sehr gute Häfen, die ausgezeichneten Schutz gewähren und teilweise sogar eine so grosse Tiefe haben, dass ein geeigneter Ankergrund nur in den Seitenkanälen des Fjordes gefunden wird. Leider sind sie infolge des Gebundenseins an hohe Breitengrade nur zum geringsten Bruchteile für die Schiffahrt auszunutzen.

Als Thalmuldenhäfen bezeichnet man eine Gruppe von Häfen, die nach Shaler bei Faltung der Gebirgsschichten parallel zur Küste entstehen können, wenn die hierdurch entstandenen Thäler so tief liegen, dass das Meer in sie eindringen kann. Sie haben keine grosse Bedeutung.

Eine weitere Hafengruppe verdankt der Ablagerung von glazialen Moränen ihre Entstehung (Long Island). Diese Häfen sind aber zumeist nicht sehr tief, den Tiden ausgesetzt und versanden leicht infolge der lockern Beschaffenheit des Moränenmateriales.

Lagunenhäfen finden sich an flachen, sandigen Küsten mit starkem Wellenschlage. Infolge des letztern und durch Auftürmen der Sandmassen durch den Wind bilden sich lange niedrige, sandige Landzungen oder Nehrungen und Inseln, hinter welchen sich flache Strandseen, sogenannte Lagunen, ausbreiten, die von der Schiffahrt unter Umständen als Häfen benutzt werden. Diese Art Häfen sind namentlich für die Ostküste der Ver. Staaten charakteristisch (von Maine bis Florida). Der Wind verweht häufig diese Lagunen mit Sand oder schüttet deren Verbindungskanal nach dem Meere zu, wenn ihn nicht das Wasser der Flüsse, welche in die Lagunen münden, offen hält oder sich an einer andern Stelle einen Weg nach dem Meere bahnt. Die Tidenströmungen haben das Bestreben, einen derartigen leicht erodierbaren Kanal stetig zu vertiefen und zu vergrössern. Häufig verschiebt sich der Verbindungskanal infolge eines vorherrschenden Windes stetig nach einer Richtung.

Durch den Küstenstrom bauen sich öfters sogen. Haken auf, schmale gekrümmte Nehrungen, hinter welchen sich manchmal ganz guter Ankergrund findet, eine weitere Gruppe von Häfen bildend (Hakenhäfen), z. B. Provincetown Harbor.

Kraterhäfen, d. h. Baien im Krater eines unthätigen Vulkanes, bilden häufig ein sehr geschütztes, tiefes Hafenbassin, liegen aber nur wenig an grössern Handelsstrassen. Sie finden sich in Nordamerika überhaupt nicht.

Die letzte Gruppe bilden die Korallenriffhäfen, unterschieden von Shaler in Atollehäfen und Barrièreriffhäfen. Die erstern haben im allgemeinen geringe Bedeutung, da der Landstreifen, welcher die Lagune umgiebt, in der Regel zu schwach ist, um genügenden Schutz zu gewähren und eine menschliche Ansiedlung zu gestatten. Die Barrièreriffhäfen hält Shaler für bessere Ankerplätze, besonders wenn das Barrièreriff nicht zu weit vom Lande entfernt ist.

Shaler geht sodann auf die geologischen Vorgänge ein, durch welche der Charakter einer Küste und hiermit auch die Häfen ver-

ändert werden, und führt vornehmlich vier Ursachen an: 1. Den Detritus, welcher durch die Flüsse der Küste zugeführt wird, bei der Vermischung des Süsswassers mit dem Salzwasser zu Boden sinkt und Untiefen, Nehrungen und Deltabildungen zeitigt. 2. Die Brandung der Meereswogen, durch welche die Küste zerstört und der festeste Fels zu Geröll, Sand und Schlamm verarbeitet wird, die dann unter dem Einflusse vorherrschender Windrichtungen in Buchten getrieben werden und dieselben versanden; die Brandung ist der Hauptfeind der allermeisten Häfen. 3. Die Wirkung der Tiden ist eine vorwiegend günstige, da sie der Wirkung der Brandung, der Versandung der Häfen, entgegenarbeitet, indem sie den Sand und Detritus aus den Buchten ausspült und in die See mitnimmt. Diese günstige Wirkung der Tiden kommt dadurch zu Stande, dass die rückfliessende Welle, welche an und für sich dieselbe Energie wie die Flutwelle besitzt, bei dem Transporte der Sedimentteile durch den Abfall des Strandes nach dem Meere zu unterstützt wird. Nachteilig wirken die Tiden durch Barrenbildung infolge der Abnahme der Kraft des Tidenstromes nach dem Meere zu, so dass er die mitgenommenen Sedimente nicht mehr weiter zu führen vermag. Je schwächer der Tidenstrom ist, desto verderblicher ist diese Neigung zur Barrenbildung, weshalb das Bestreben der Hafeningenieure dahin geht, die Wirkung der Tiden möglichst zu verstärken. 4. Als letzte der Ursachen, welche umgestaltend auf die Häfen einwirken, führt Shaler die Wucherung organischer Wesen an, und zwar kommen hierfür weniger tierische Organismen in Betracht als pflanzliche; unter den letzteren namentlich verschiedene Seegräser und die Mangroven.

Sodann bespricht Shaler die einzelnen Häfen Nordamerikas, indem er an der ganzen hafenreichen atlantischen und an der hafenarmen pazifischen Küste entlang geht und schliesslich kurz die Häfen an den grossen Seen und in den Flüssen behandelt.

9. Quellen und Höhlen.

Der angebliche Zusammenhang des Gollinger-Falles mit dem Königssee, welch' letzterer 22 *m* höher liegt, ist schon früher bestritten worden. Um volle Klarheit zu erlangen, wurden durch die Sektion des D. u. Ö. A.-V. Buchksgaden auf Ersuchen der Sektion Höchst a. Main am 28. Mai 1896 um 7 ^{h} früh an zwei Stellen (Nasser Palfen und Kuchlerloch), von welchen besonders die Sage geht, dass durch dasselbe der Zusammenhang mit dem Gollinger-Wasserfall stattfinde, zehn Kilo Fluoreszeïn in den See geschüttet. Am 30. Mai konnte in Golling noch immer nicht die Anwesenheit von Floureszeïn nachgewiesen werden, wodurch unzweifelhaft sich ergiebt, dass zwischen dem Königssee und dem Gollinger-Fall keine Verbindung besteht.

Die Tropfsteinhöhle zu Velburg in der Oberpfalz. Im Jahre 1894 wurde diese Höhle entdeckt, und sie ist bald darauf von M. Schlosser durchforscht worden[1]). Was die topographischen Verhältnisse der neuen Höhle betrifft, so befindet sie sich am Südabhange des nördlich von St. Coloman, $^1/_2$ Stunde von Velburg, gelegenen Höhenzuges und streicht ungefähr in der Richtung von West nach Ost. Ihre Länge beträgt wenigstens 400—500 *m*, doch war ihr wirkliches Ende gegen Osten zur Zeit der Anwesenheit des Verfassers noch nicht vollkommen sicher ermittelt. Die tiefer gelegenen Kammern zeichnen sich durch den Reichtum an herrlichen Tropfsteingebilden aus, dürften aber wohl zeitweilig zum Teile unter Wasser stehen. Die grössern und höher gelegenen Kammern entbehren zwar jenes Schmuckes, sind aber dafür für uns um so wichtiger, als sie eine nicht unbeträchtliche Anzahl von Tier- und Menschenresten geliefert haben. Der Boden dieser grössern Kammern ist mit Steinblöcken übersät, an der Decke zeigen sich Anfänge von Tropfsteinbildung in Gestalt kurzer wassererfüllter Röhrchen von Bleistiftdicke, auch sind die Knochen häufig mit einer mehr oder minder dicken Sinterhülle überzogen.

Anfangs war der Zutritt zu der Höhle nur durch einen einzigen Schacht ermöglicht, später aber stellte sich heraus, dass noch mehrere Eingänge vorhanden sein müssten, und war man zur Zeit der Anwesenheit Schlosser's damit beschäftigt, den zweiten Eingang für die Besucher benutzbar zu machen. Er mündet in den grössten Raum der Höhle und ist auch insofern wichtig, als durch ihn ein grosser Teil der Tierknochen, sowie alle Reste und Artefakte des Menschen in die Höhle gelangt sind.

Der dritte Eingang befindet sich in nächster Nähe des zweiten, hat aber keine Bedeutung, denn ausser Felstrümmern ist durch ihn sicher nichts weiter in die Höhle gekommen. Auch hat es fast den Anschein, als ob dieser Schlupf erst in späterer Zeit, und zwar durch Menschenhand verrammelt worden wäre, um den die Höhle bewohnenden Füchsen und andern Raubtieren den Ausgang zu verwehren. Der vierte Ausgang ist nahe dem östlichen Ende der Höhle. Er wird offenbar noch jetzt von Füchsen und Mardern benutzt, denn in seiner Nähe befinden sich Knochen von frisch erbeuteten Tieren, darunter auch von zahmem Geflügel, Knochen und Kiefer von vorwiegend jungen Füchsen und überdies sogar frische Losung. Durch diesen Schlupf ist eine grössere Masse von Löss herabgefallen, in dem Verfasser jedoch keine Tierreste entdecken konnte.

Was nun die Tierknochen selbst betrifft, so sind sie nicht nur auf verschiedene Weise in die Höhle gekommen, sie gehören vielmehr sicher auch verschiedenen Perioden an. Die ältesten sind selbstverständlich die Überreste des Höhlenbären. Sie finden sich,

[1]) Neues Jahrbuch f. Mineralogie u. s. w. 1896. 1. 3. p. 187 u. ff.

auf den Felsbrocken liegend, zwischen dem ersten und zweiten Eingange. Es stammen diese Reste von Individuen, welche die Höhle selbst bewohnt haben. Ihre Zahl ist indessen ziemlich gering, denn bis jetzt wurden erst wenige Extremitätenknochen und Wirbel aufgelesen.

Die meisten Knochen stammen von Haustieren, vorwiegend von Schwein und Rind, seltener von Schaf und Pferd. Sie sind durch den erwähnten zweiten Eingang in die Höhle gelangt. Dem Erhaltungszustande nach hat es fast den Anschein, als ob auch sie zwei verschiedenen Perioden angehörten. Ein Teil stammt vermutlich bereits aus der Zeit des prähistorischen Menschen, von dem auch Artefakte — Bronzespirale und Bronzenadel — sowie zahlreiche Holzkohlen zusammen mit Tierknochen gefunden wurden. Der grössere Teil aber dürfte wohl erst der historischen Zeit angehören, und hat die Vermutung des Entdeckers der Höhle, dass etwa bei einer Seuche die gefallenen Tiere in die Höhle geworfen worden wären, in der That viele Wahrscheinlichkeit für sich. Dagegen glaubt Schlosser das Vorkommen der Tierknochen aus früherer Zeit, sowie das Vorkommen der Artefacte und Holzkohlen darauf zurückführen zu dürfen, dass vor der Höhle eine prähistorische Station bestand, deren Abfälle infolge einer Senkung des Bodens in die Höhle gestürzt sind. Für eine solche Senkung spricht auch wirklich der Umstand, dass in dem unmittelbar an diesen Eingang grenzenden Teile der Höhle, dem »Erlhain«, nach einem der ersten Erforscher der Höhle benannt, die mehr als fussdicken Stalaktiten fast sämtlich in gleicher Höhe abgebrochen, die ihnen entsprechenden Stalagmiten aber umgefallen und zum Teil durch Felsbrocken verdeckt sind. Überdies zeigen auch die Felswände, sowie der Höhlenboden mehrfach Verwerfungen, und ist sogar aus beiden Erscheinungen noch der ungefähre Betrag zu ermitteln — 2 *m* —, um welchen sich der Boden gesenkt hat. Bei diesem Vorgange musste auch die ihrer Stütze beraubte, vor der Höhle befindliche Kulturschicht in die Tiefe stürzen. Nachträglich wurden dann noch durch die in der Höhle angesammelten Tropfwasser die leichtern Knochen, insbesondere aber die Holzkohlen nach den tiefern Teilen der Höhle verschwemmt und hier in eine dicke, aber durchscheinende Tropfsteinkruste eingehüllt.

Die Ochoser Höhle in Mähren, schildert R. Trampler [1]). Sie liegt in der Nähe von Brünn, beim Dorfe Ochos am südlichen Abhange eines felsigen, üppig bewachsenen Thales. Ihre grösste Länge beträgt in gerader Linie nur 355 *m*, mit den drei Nebenstrecken dagegen 688 *m*. In bezug auf die Tropfsteinbildungen, welche sie enthält, ist sie die interessanteste der Mährischen Höhlen. Die Sinterbildung scheint in ihr besonders rasch vor sich zu gehen, da ein Pfahl nach

[1]) Umlauft's Dtsche. Rundschau f. Geographie. 18 Heft 10. p. 450 u. ff.

18 Jahren bereits mit einer 3 *mm* dicken Sinterkruste umgeben war. Diese Höhle bildet einen Teil des unterirdischen Bettes des Hostienitzer Baches, der 10 *m* unterhalb des gleichnamigen Dorfes sich in die Höhle stürzt und bei starker Wasserführung, im Sommer nach plötzlichem Gewitterregen den Zugang zu derselben unmöglich macht.

Höhlen auf Borneo[1]. Nach einem Berichte von Everett hat M. A. Hart im Gebiete von Sarawak nicht weniger als 32 Höhlen untersucht. Zwei derselben liegen im Berge Sobis am Niah-Flusse, die übrigen in Ober-Sarawak und finden sich im Kalkgebirge. Unter einer Erdschicht, mit Kohlen, faulendem Holze, Bambu, modernen Topfscherben, frischen Knochen und Süsswassermuscheln — also den Spuren von Dajaks, die in jüngster Zeit in den Höhlen vorübergehend gehaust — fand Hart ein Lager von Thon, gemischt mit kohlensaurem Kalk und durchsetzt von Resten jetzt lebender Landschnecken, zerbrochenen Knochen kleiner Nager und grossen eckigen und stumpfwinkligen Kalkstücken. Darunter liegt eine Schicht aus Flussschlamm, gemischt mit Fledermaus-Guano, vielen abgerundeten Kalkstücken und abgerundeten und unbestimmbaren Knochenresten von Säugetieren, Schildkröten und Fischen. Die untere Schicht endlich besteht aus einem gelben, mehr oder weniger harten Thon, in dem sich Schalen von Landschnecken, Knochen und Zähne vom Schwein u. s. w. finden. Spuren der Anwesenheit des Menschen wurden in elf Höhlen gefunden. Solche Spuren finden sich in den Kiesen, im Flussschlamm und in der Oberflächenschicht. Am linken Ufer des Siniawan-Flusses wurde eine Steinaxt neolithischer Form gefunden. In einer Höhle fand Hart unter einer 2 *m* dicken Schlammschicht zerbrochene und abgerollte Topfscherben, einen Stein, der Spuren der Bearbeitung zeigte, gebrannte Knochen, See- und Süsswassermuscheln, von denen einige auch Spuren der Einwirkung von Feuer zeigten, einen an der Basis durchbohrten Tigerzahn und einige Quarzstücke. In Ahup lagen viele zerbrochene Menschenknochen in der Erdschicht, mit zerbrochenen Scherben aller möglichen Gefässformen vermischt. Die Knochen gehören Individuen jeden Alters an und waren ganz ausser Zusammenhang. Die Topfscherben zeigten zum Teil Glasur und Bemalung. Hart fand auch Brustschmuck und Armringe aus einem bläulichschwarzen, sehr harten Glase, wie sie ähnlich auch jetzt noch im Besitz von Dajaks in Ahub gefunden werden, deren Herkunft aber niemand kennt. Auch Eisenstückchen, bearbeitetes Gold und Kohlenstückchen fanden sich, woraus hervorzugehen scheint, dass dem Funde ein sehr hohes Alter beizumessen ist.

Die Bodenfeuchtigkeit zu Elisawetgrad (Russland). In den Jahren 1889—1893 sind daselbst hierüber Beobachtungen an-

[1]) Globus 1896. p. 328.

gestellt worden, welche M. Bliznine diskutiert hat[1]). Die vom Boden aufgenommene Quantität der atmosphärischen Niederschläge ist erheblich geringer wie diejenige, welche der Regenmesser als gefallen anzeigt. In der kalten Jahreszeit, wenn der Boden gefroren ist, dringt beim Schmelzen das Wasser nur ganz unerheblich in denselben ein. Die Bodenfläche von 50 *cm* Dicke enthielt 48.2% der aufgenommenen Regenmenge, diejenige von 50—100 *cm* Dicke 21.6 %, diejenige von 100—150 *cm* 24.2%, so dass die gesamte Feuchtigkeit sich innerhalb einer Schicht von 150 *cm* Dicke vorfindet. Das Maximum der Feuchtigkeit findet sich in der Schicht von 0 bis 10 *cm* Tiefe.

Die Grundwasserverhältnisse der Po-Ebene schilderte Augusto Stella[1]). »Tausende von Bohrlöchern, die das grosse norditalienische Becken von wenigen bis auf mehrere hundert Meter tief erforscht haben, beweisen, dass diese ganzen Schwemmgebilde mit Wasser gesättigt sind. Die grosse Wassermasse wird oben von einer welligen Oberfläche begrenzt, die, mehr oder weniger von der topographischen Oberfläche abweichend, das Gleichgewicht zwischen Zuflüssen und Abflüssen in jedem Punkte beizubehalten strebt. Da aber bei den Zuflüssen die infiltrierenden Meteorwasser und noch andere Infiltrationen (Bewässerungs-, Stromwasser u. s. w.), bei den Abflüssen nicht nur die oberirdischen und unterirdischen natürlichen, sondern auch künstliche Verluste (artesische Quellen, Brunnen u. s. w.) mitwirken, so kann man schon aus der Unregelmässigkeit beider Faktoren sich überzeugen, dass — wenn auch das ganze Becken mit gleichmässig beschaffenen, gleich durchlässigen Materialien erfüllt wäre — die grosse Grundwassermasse sich ungefähr unter denselben Verhältnissen befinden dürfte, wie ein Seebecken mit wellenförmigem Wasserspiegel und mit oberflächlichen und unterseeischen Wasserströmungen.

Das Ausfüllungsmaterial des Beckens dagegen ist je nach den verschiedenen Punkten verschieden, und zwar geschieht die Änderung in der Weise, dass die erwähnten Wasserströmungen noch eine gewisse Anordnung bekommen, so dass man fast von einer unterirdischen, der oberirdischen vergleichbaren Hydrographie reden kann.

Es sind nämlich, wie die geognostische Erforschung lehrt, drei Hauptrichtungen zu unterscheiden, nach welchen diese Änderung geschieht: eine longitudinale in der Richtung der alpinen und apenninischen Flüsse; eine transversale quer darüber; eine vertikale von oben nach unten. Die longitudinale Änderung bewirkt ein Feinerwerden der Materialien und dementsprechend ein Aufsteigen des Grundwasserspiegels in einer Zone der sog. »Fontanelli«. Der transversalen Änderung entsprechen alternierend wasserreiche und

[1]) Travaux du Réseau météor. du Sud-Ouest de la Russie, 10 ans d'existence par A. Klossovsky Odessa 1896.

wasserarme Parallelzonen, ungefähr in den Richtungen der Flüsse. Der vertikalen Änderung, die einen lokalen Wechsel von mehr oder weniger durchlässigen Materialien bewirkt, entsprechen die lokal verschiedenen Wasserhorizonte, die unter verschiedenem Druck stehen und nicht selten auch bis zur Oberfläche kommen.«

Die intermittierende Mineralquelle zu Hönningen a. Rhein. Daselbst ist im Februar 1896 (etwa 100 *m* von der vor einigen Jahren erbohrten, dann aber infolge von Zusammenstürzen im Bohrloche wieder eingegangenen »Hohenzollernquelle«) ein mächtiger Strudel zutage gefördert worden. Derselbe hat den Namen Hubertusquelle erhalten. Da die Quelle bis heute noch springt, kann man annehmen, dass sie einem Gebiete entstammt, welches unausgesetzt Zufluss erhält, dass also der Fortbestand der Quelle gesichert sei. Von der frühern Quelle unterscheidet sich die Hubertusquelle zunächst dadurch, dass sie nicht ununterbrochen springt, sondern Pausen von $^1/_4$ bis $^3/_4$ Minuten macht. Nach einer solchen Pause vernimmt man zunächst aus dem siebenzölligen Rohre, das 60 *m* tief in die Erde eingesenkt ist, ein dumpfes Brodeln und Brausen, alsdann taucht eine einen Fuss hohe Wassersäule auf, verschwindet, um im nächsten Augenblicke durch eine höhere abgelöst zu werden, auch diese verschwindet wieder, aber im folgenden Augenblick erhebt sich unter lautem Zischen und Brausen bis zu 13 *m* Höhe eine Wassersäule, die mit unglaublicher Wucht und Schnelligkeit emporgeworfen wird und einen mächtigen Strom zutage fördert. Im Niederfallen nimmt das Wasser die Gestalt einer dampfenden, schäumenden Pyramide an, die einen grossartigen Anblick gewährt. In ganz Deutschland steht diesem nichts Ähnliches zur Seite. Der Auftrieb dauert $1^1/_2$ bis 2 Minuten, dann sinkt die Wassersäule in zwei bis drei mächtigen Stürzen in die Tiefe, um nach der bezeichneten Pause dasselbe Spiel wieder zu beginnen. Die Eigenart des Aufsteigens hängt mit der ungemeinen Fülle der Kohlensäure zusammen, die das Wasser in sich birgt. Sie entströmt in solcher Masse, dass man in den Ruhepausen mit blossem Auge die Bewegungen des Gases über dem Rohre deutlich wahrnehmen kann. Die Kohlensäure treibt das Wasser mit reissender Schnelligkeit in die Höhe; der mechanische Aufstieg der Quelle hat natürlich eine minder beschleunigte Bahn, so wird von dem Punkte an, wo die Kohlensäure explodiert, eine Wassersäule von dem kontinuierlichen Strome losgerissen, und es dauert eine Zeitlang, bis dieser wieder durch die von neuem sich entwickelnde Kohlensäure gefasst und teilweise emporgeschleudert wird. Während dessen tritt die vorhin bezeichnete Pause ein. Die Quelle wurde in ihrer heutigen Stärke bei einer Tiefe von 150 *m* erbohrt. Nach vorläufigen Messungen hat das Wasser in jener Tiefe eine Wärme von 38° C., an der Erdoberfläche eine Wärme

[1]) Ztschft. f. prakt. Geologie. 1896. p. 221.

von 30° C., also ähnliche Wärmeverhältnisse, wie der grosse Sprudel in Neuenahr.

Nach einer vorläufigen Analyse von Fresenius ist der Hubertussprudel als eine Heilquelle von erheblicher Bedeutung zu bezeichnen. Diese ist an allen Bestandteilen etwas reicher als ihre vorläufig verschwundene Nachbarin, hat aber gleich dieser die meiste Ähnlichkeit mit den Emser Quellen. Dagegen ist sie in ihren Gesamtbestandteilen von dem Neuenahrer Sprudel wesentlich verschieden, wenn sie auch in Einzelbestandteilen Ähnlichkeit mit ihnen hat. Die Hauptbestandteile sind doppelkohlensaures Natrium, Chlornatrium und Magnesia, in letzterm übertrifft sie sowohl die Emser als auch die Neuenahrer Quellen ganz bedeutend. In ansehnlichen Mengen enthält die Quelle ferner kohlensauren Kalk, schwefelsaures Natrium und Kalium, dazu noch eine Reihe anderer Bestandteile, über welche die zu erwartende genauere Analyse von Fresenius Aufklärung bringen wird. Als feststehende Thatsache aber kann heute schon bezeichnet werden, dass die Hubertusquelle eine alkalisch-muriatische Therme ist.

Die Bitterwasserquellen bei Kobylitz im östlichen Böhmen behandelt Dr. Jaroslav J. Jahn[1]) auf Grund seiner Aufnahmearbeiten. Sämtliche Brunnen in dem genannten Dorfe liefern ein Wasser von bitterlichsalzigem Geschmack, welches ausserdem die sonderbare Eigenschaft hat, dass es in offenen Brunnen tintenschwarz wird. Im Dorfe selbst, sowie auch in dessen Umgegend effloreszieren auf der Oberfläche des thonigen Bodens Salze, die mitunter sichtbare weise Krusten bilden.

Das Wasser ist klar, ungefärbt und enthält freie Kohlensäure, die beim Schütteln entweicht. Nach der von Prof. Dr. Jos. Lerch vorgenommenen Analyse enthält dasselbe in 1 Liter:

	Gramm
Schwefelsäure	7.7760
Chlor	0.2625
Kalk	0.6104
Magnesia	1.4884
Eisenoxydul	0 0077
Manganoxydul	0.0001
Bas. phosphorsaure Thonerde	0.0035
Kieselsäure	0.0800
Kali	0.1165
Natron	3.6634
Kohlensäure	1.0770

Daraus ergiebt sich ein Gehalt an 7.5300 $Na_2\ SO_4$ und 4.4436 $Mg\ SO_4$, der einem ausgesprochenen, purgierenden Bitterwasser entspricht.

Eine unangenehme Eigenschaft des Wassers besteht darin, dass es organische Substanzen (Pflanzenfädchen u. ähnl.) enthält, durch

[1]) Verhdlg. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1896. Nr. 5. p. 174.

deren Zersetzung sich H_2S entwickelt, der das Wasser, nachdem es einige Monate in geschlossenen Flaschen aufbewahrt wurde, ungeniessbar macht.

»Der Bildungsprozess dieses eigentümlichen Wassers ist auf den in den Priesener Plänermergeln und Mergelthonen, aus denen die Kobylitzer Quellen entspringen, so häufig vorkommenden Schwefelkies zurückzuführen, der sich sehr leicht oxydiert und neben Eisenoxyden Schwefelsäure liefert, die sich sogleich mit den vorhandenen Basen verbindet. Es ist bekannt, dass die Kieskonkretionen in den Priesener Schichten mitunter in Drusen von Gipskrystallen verwandelt erscheinen. Der schwefelsaure Kalk wird durch das atmosphärische Wasser aufgelöst, und seine Lösung setzt sich mit dem immer, wenn auch mitunter nur spurweise vorhandenen Magnesiumcarbonat des Plänermergels in Magnesiumsulfat und Kalikumcarbonat um; ersteres bleibt gelöst, und letzteres scheidet sich in unloslicher Form aus. Eine analoge Umsetzung findet zwischen dem gelösten Gips und etwa vorhandenem Natronsilikat statt und liefert das in solchen Wässern meist mit vorkommende, ja selbst wie hier vorherrschende Glaubersalz. Die böhmischen Bitterwässer (Saidschitz, Sedlitz, Püllna) entspringen aus Mergeln, die verwitterte vulkanische Gesteine enthalten und also Magnesia- und Natronsilikat führen, die durch Gips eine gegenseitige Zersetzung erleiden. Auch das Vorkommen von Bitterwasser in Lukovna, östlich von dem Eruptivgesteine des Kunětitzer Berges, ist leicht erklärlich, da jenes Gestein das zur Bildung des Glaubersalzes erforderliche Natrium in mehr als hinreichender Menge liefert. An andern Orten wird das Natrium von verwittertem Glimmerschiefer oder Thonschiefer geliefert, wie die Auswitterungen an der Belvedere-Lehne in Prag beweisen.

Alle diese Fälle treffen bei dem vorliegenden Wasser nicht zu, und solche Gesteine sind in dortiger Gegend — insofern wir ihre geologischen Verhältnisse kennen — auch nicht in erreichbarer Tiefe zu vermuten. Ausserdem bieten die tektonischen Verhältnisse der dortigen Gegend gar keine Veranlassung, einen tief reichenden Bruch anzunehmen, ebenfalls ist es nicht zulässig, die Kobylitzer Bitterwasserquellen mit den weiter im Norden befindlichen natronhaltigen ältern und eruptiven Gesteinen in Verbindung zu bringen.

Aber der Natriumgehalt lässt sich ohne besondere Schwierigkeit aus dem Plänermergel selbst ableiten. Er ist in demselben vielleicht seiner Geringfügigkeit halber noch nicht konstatiert worden, aber doch recht wohl annehmbar, weil in dem aus dem Mergel entspringenden Wasser enthalten. Verfasser weist auch auf den Umstand hin, dass das in der Tiefe von 280 *m* in Holitz aus Kreideschichten erbohrte Wasser eine relativ nicht unbeträchtliche Menge von Natriumchlorid enthielt und also dadurch auch dort die Natriumhältigkeit der Kreideschichten erwiesen zu sein scheint. Natriumchlorid kann also gewiss in minimalen Mengen auch in den Kobylitzer Plänerschichten enthalten sein, da es notorisch in dem Kobylitzer Wasser

vorkommt, und hätte alsdann durch gegenseitige Zersetzung mit Gips oder Bittersalz das vorhandene Glaubersalz geliefert. Es ist sonach keine zwingende Veranlassung vorhanden, den Natriumgehalt des Wassers ungewöhnlichen Einflüssen zuzuschreiben und Schwierigkeiten in der Erklärung anzunehmen.«

Die Tropfquelle bei Knaresborough auf Yorkshire ist seit alters als sogenannte inkrustierende Quelle bekannt. Nach den Untersuchungen von B. A. Burrel[1]) enthält sie in der Gallone 162.435 Grain feste Bestandteile und darunter 114.37 Grain $CaSO_4$, 25.48 Grain $CaCO_3$ und 17 Grain $MgSO_4$.

Die Pechquellen von Keri auf Zante sind von Prof. K. Mitzopulos besprochen worden[2]). Diese Quellen, welche seit zwei Jahrtausenden Pech zu Tage fördern, befinden sich in einem Senkungsfelde, dessen Boden aus pliocänen und rezenten Ablagerungen besteht. Am Südrande dieses sumpfigen Feldes, fast dicht am Olivenwalde und einige Minuten vom Meere entfernt, liegen zwei Pechbrunnen, aus welchen frisches (14° C.) und schmackhaftes Wasser hervorquillt. Aus ihrem Boden (0.40 bis 0.47 *m* tief) steigen Blasen auf, die dann zerplatzen und auf der Oberfläche eine irisierende Schicht von Petroleum ausbreiten und zugleich auf dem Grunde Erdpech hinterlassen, welches man mit einem Gesträuche herausheben und dann anzünden kann. Deshalb besteht die ganze Umgegend der Quellen bis an die naheliegende Mauer des Olivenwaldes aus einer Schicht von schmutzigem und festem Pech. Das ist aber nicht der einzige Ort von Zante, wo solche Kohlenwasserstoffe zu Tage kommen, man findet sie auch auf dem Boden der anliegenden Bucht bis nach Laganas und weiter, wo nach Aussage der Fischer sehr oft Pech und Petroleum auf der Meeresoberfläche schwimmend gesehen und am Geruche erkannt wurden.

Am 13./25. Januar 1895 fand eine starke Eruption der Pechquellen statt, und dem Verfasser wurden Auswürflinge gesandt, welche offenbar aus Bimssteingeröll bestanden. Nach dem Berichte von De Viasi fand die Eruption der Pechquellen auf folgende Weise statt: Am 13./25. Januar 1895 um 8 Uhr abends hörten die Einwohner der Gegend von Keri ein starkes Getöse, als wenn es in der Ferne donnere, und zugleich sahen sie eine gelbliche Flamme, die mit Gewalt aus dem grossen Pechbrunnen herausströmte. Die Bauern, die dort ihr Trinkwasser holen, hatten vor der Eruption bemerkt, dass die Oberfläche des Wassers mit viel Pech bedeckt war, so dass es ihnen unmöglich war, Wasser zu schöpfen. Am nächsten Tage war das Wasser ganz klar und rein von Pech, nur trug es auf der Oberfläche die irisierende

---

[1]) Chem. News. 73. p. 196.
[2]) Petermann's Mitteilungen. 1896. p. 156.

Schicht des Petroleums. Bei der Eruption wurde das Pech mit solcher Gewalt ausgepresst, dass nicht nur die Umgegend der Quellen und die anliegende Mauerruine, sondern auch die Gipfel mancher hohen Bäume in einer Entfernung von 50 *m* mit Pech bespritzt wurden.

Ob die Temperatur des Wassers eine Änderung erlitten hat, konnte De Viasi nicht beurteilen, da er kein gutes Thermometer bei sich hatte, er fand es aber beim Trinken wärmer und nicht so frisch wie früher. Der grosse Brunnen gab am 20. Juli weniger Wasser und fast kein Pech; dem andern entquillt aber viel Wasser und Pech, was auf eine Änderung der Wasseradern hinweist. Auch die Tiefe fand er etwas grösser, 0.49 und 0.69 *m* (nach Issel's Messung 0.40 und 0.47 *m*), später aber nur 0.42 und 0.50 *m*. Am folgenden Tage fand man am Strande von Laganas zwischen Muria und Ai-Sostis eine grosse Menge von Pech und schwarzen Bimssteingeröllen.

De Viasi fügt in seinem Berichte hinzu, dass noch eine zweite Eruption, und zwar eine submarine, stattgefunden habe. Ein Gutsbesitzer, dessen Weinberg bis an den Strand von Laganas reicht, versicherte, dass seine Arbeiter gesehen haben, wie am 6. Februar eine Wasser- oder Dampfsäule aus dem Meere zwischen Marathonisi und Keri plötzlich mit Gewalt zu grosser Höhe aufstieg, welche das stille Meer in Wellenbewegungen versetzte. Nächsten Tag fand er am Strande von Laganas eine grosse Menge von schwarzen Bimssteingeröllen. Daraus ersieht man, dass auch auf dem dortigen Meeresgrunde Pechquellen existieren, und die Erzählung in der Chronik von Barbiani wahr ist.

»Nach diesen Thatsachen«, bemerkt der Verfasser, »bleibt kein Zweifel übrig, dass die Stelle, wo das Pech von Keri erzeugt wird, tiefer liegt als die Schicht der Bimssteingerölle, welche wahrscheinlich von einem vulkanischen Herde herstammen, der dort oder in der Nähe sich befindet. Um den Ursprung dieser jungvulkanischen Gesteine zu erklären, muss man annehmen, dass nicht nur das Senkungsfeld von Keri, sondern auch die ganze elliptische Bucht von Keri bis Kap Gèraka (8 *km* Länge und 5 bis 6 *km* Breite) ein von Tertiärgesteinen begrabener vulkanischer Krater ist, welcher in der Tertiärzeit, als Zante noch nicht vom Peloponnes getrennt war, thätig war und subatmosphärische Gesteine ausgeschleudert hat. Solche Bimssteingerölle findet man in Deutschland um die erloschenen Krater des Laacher Sees, ferner bei Marburg und Giessen, sowie im Westerwald etc. Mit einer solchen Annahme lässt sich sehr leicht die Bildung aller Senkungsfelder von Zante erklären. Die periodische Umschmelzung der lockern und porösen Bimssteingerölle durch die Erdwärme und der enorme Druck der aufgelagerten Tertiärschichten können vielleicht ein langsames Einsinken hervorbringen. Folglich müssen wir den Zantioten, obwohl sie bis jetzt keinen wissenschaftlichen Grund hatten, recht geben, wenn sie, wie Prof. Partsch

sagt, ganz von der Überzeugung durchdrungen sind, dass ihre Naphtaquellen ein Merkzeichen der vulkanischen Natur ihrer Insel seien. Nur ist es nicht richtig, dass diese Quellen in ursächlicher Beziehung zu den tektonischen Erdbeben stehen, die fortwährend die Insel bewegen.«

Die neuen heissen Quellen von Aedipsos und Gialtra, welche beim Lokrischen Erdbeben 1894 auf Euböa entstanden sind. wurden im Auftrage der griechischen Regierung von Prof. A. K, Dambergis untersucht[1]). Sie erschienen nach dem zweiten Hauptstosse am 27. April 1894, nachdem man in den Bädern von Aedipsos ein unterirdisches, vom Meere herkommendes Geräusch vernommen und anderes Getöse wie Kanonenschüsse erfolgt war. Im ganzen brachen mehr als 100 neue Quellen auf. Einige erschienen mit Temperaturen von 50 bis 73° C, andere haben 82° C. kochen fortwährend und verbreiten Wasserdämpfe, die aus der Ferne sichtbar sind. Die alte grosse Quelle von Hagii Anargyri hat sich wenige Tage vor dem Erdbeben 12 Meter weiter von ihrer ursprünglichen Mündung verlegt; nach dem zweiten Hauptstosse wurde ihr Wasserquantum vermindert, dagegen wurde ihre Temperatur von 77° auf 81° C. gesteigert.

Bei den Bädern von Sylla sind ärmliche Quellen mit 77° C. aus alten Kratern erschienen. Hierneben entwickeln sich reichliche Wasserdämpfe aus einem alten Quellenkrater und lassen sich öfters Getöse hören, die von einer grosssn Menge darunter befindlichen kochenden Wassers herrühren. Die Temperatur dieser Wasserdämpfe beträgt 69° C. Vor den Bädern von Sylla sind aus alten, ganz ausgetrockneten Kratern neue heisse Quellen von einer Temperatur von 78° C. erschienen und neben der Strasse, die vom Badeorte zum Dorfe von Aedipsos führt, sind auch welche aus mehreren Rissen der daneben befindlichen Felsen herausgekommen, die eine Temperatur von 58.5° C. besitzen.

Die Gruppe der alten Quellen hart am Ufer, welche auch aus der Ferne dem vorbeifahrenden Schiffer sichtbar ist, blieb sowohl der Temperatur, als auch dem Wasserquantum nach unveränderlich. In einer Entfernung von 150 *m* von hier sind am Ufer, durch das Erdbeben hervorgerufen, Felsstürze erfolgt von einem Rauminhalte von etwa 20 Kubikmeter.

Die chemische Untersuchung ergab, dass die neuen heissen Quellen von Aedipsos und Gialtra von derselben Natur wie die alten Quellen von Aedipsos sind, und dass dieselben den starken heissen Soolquellen einzureihen sind, welche neben minimalen, nur in einer Quelle bestimmbaren Mengen von Schwefelwasserstoff, viel Kohlensäure enthalten. Die Heilkraft dieser neuen Quellen wird ohne Zweifel gleich derjenigen der alten Quellen sein, die mit Recht als Thaumaturg bezeichnet wurden.

---

[1]) Tschermaks mineral. Mitt. **15**. p. 385 u. ff.

Die Bildung der Kohlensäurequellen behandelt Prof. Dr. W. Gintl[1]). »Die Frage, wie die natürlichen Kohlensäurequellen entstehen, pflegt gemeiniglich dahin beantwortet zu werden, dass sie ein Produkt der in tiefern Erdschichten sich vollziehenden Sättigung von Wasser mit Kohlensäuregas sind, dessen Gegenwart das Wasser die Fähigkeit verdankt, die verschiedensten Mineralien gleich einer schwachen Säure anzugreifen und die auf solche Weise gebildeten löslichen kohlensauren Salze aufzunehmen.

Fragt man, woher das Kohlensäuregas stammt, so ist die Antwort allerdings nicht so einfach, obwohl ziemlich allgemein angenommen zu werden pflegt, dass sich Anhäufungen von Kohlensäure im Zustande der Verdichtung an verschiedenen Punkten des Erdinnern finden, von welchen aus die Sättigung eindringender Wässer mit diesem Gase veranlasst wird, oder dass einer noch fortbestehenden vulkanischen Thätigkeit entstammende Kohlensäure-Exhalationen die Sättigung von Grundwässern mit diesem Gase bewirken.

Bei näherer Betrachtung sind solche Annahmen, denen man auf Seite der Geologen gewöhnlich begegnet, indessen kaum geeignet, eine für alle Fälle ausreichende Erklärung zu bieten.

Denn wenn auch zugegeben werden kann, dass sich da und dort im Erdinnern Hohlräume finden, in welchen sich Kohlensäureanhäufungen in stark verdichtetem Zustande, aus den Zeiten früher verlaufener vulkanischer Thätigkeit erhalten haben, und es anderseits eine bekannte Thatsache ist, dass gewisse Gesteine, zumal die Quarze gewisser Granite und Gneise mikroskopische Einschlüsse von flüssiger Kohlensäure bergen, die bei Erniedrigung des Aussendruckes ihre Hüllen sprengen und in Gasform entweichen, so ist es doch unzweifelhaft, dass solche Kohlensäurevorräte mit dem stetigen Abströmen in kürzerer oder längerer Zeit an Ergiebigkeit abnehmen und allmählich gänzlich versiegen müssten.

Ein unzweideutiger Beleg für die Richtigkeit dieser Argumentation findet sich in dem Verhalten der Kohlensäurequellen, die ihren Ursprung in den Kohlensäureeinschlüssen der Tuffe des Brohlthales haben. Bezüglich dieser unterliegt es keinem Zweifel, dass ihre Speisung lediglich dem Umstande zuzuschreiben ist, dass mit jeder Verletzung des Gesteines, durch Treiben eines Bohrloches oder Teufen eines Schachtes, eine einseitige Verminderung des Druckes, dem die, die Kohlensäureeinschlüsse bergenden Kryställchen unterworfen sind, eintritt, in deren Gefolge das Bersten der Kryställchen und das Entweichen der in denselben verdichteten Kohlensäure steht. Es ist aber auch bekannt, dass in jener Gegend die oft sehr mächtigen Kohlensäure-Exhalationen, welche durch das Niederstossen eines Bohrloches erschlossen werden, allmählich in der Ergiebigkeit zurückgehen, um endlich ganz zu versiegen.

[1]) Zeitschr. des allg. österr. Apothekervereins 1896 No 3. Gaea 1896. p. 478 u. ff.

Wo solche Verhältnisse bestehen, und wo seit Menschengedenken solche Quellen unausgesetzt in unveränderter Mächtigkeit fliessen, wird es schwer, an die Provenienz der Kohlensäure aus solchen Vorräten zu glauben. Darum entstand die Hypothese, dass es eine weitere Kohlensäurequelle in der fortbestehenden Wechselwirkung feurig-flüssiger Silikatmassen mit kohlensäurehaltigen Bestandteilen der festen Erdkruste, vielleicht auch in den Reduktionsprozessen bereits gebildeter Oxyde durch Kohlenstoffverbindungen, im Bereiche des sogenannten Magmas, dessen Bestand zwischen der festen Erdkruste und dem noch flüssigen Erdkerne gedacht wird, geben könne, die konstant fliessende Kohlensäureströme liefert.

Allein auch diese Annahme, auf Grund welcher gewöhnlich das Auftreten von Kohlensäure haltenden Quellen als ein Produkt fortwährender vulkanischer Thätigkeit aufgefasst wird, welche das Vorhandensein tiefgreifender, bis an die Magmaschicht reichender Spalten und Klüfte voraussetzt, durch deren Vermittelung die Kohlensäure in höhere Horizonte gelangen muss, vermag kaum zu genügen, das Vorkommen von Kohlensäurequellen an den verschiedensten Punkten der Erdoberfläche zu erklären, deren Formation eine solche Deutung nur unter Zugrundelage ganz willkürlicher, kaum beweisbarer Voraussetzungen zulässt.

Es liegt nahe, sich die Frage vorzulegen, ob es auf unserem Erdkörper nicht Faktoren giebt, welche die Produktion von Kohlensäure im Erdinnern in viel weniger erkünstelter Weise erklären und die Gleichmässigkeit und Nachhaltigkeit des Auftretens von Kohlensäurequellen viel natürlicher erscheinen lassen, als dies bei den vorbesprochenen Annahmen möglich ist. Diese Frage, fährt Verfasser fort, drängt sich um so mehr auf, wenn man berücksichtigt, dass die Mehrheit der Kohlensäurequellen und gerade die bedeutendsten und am längsten bekannten sich an Lokalitäten finden, deren Formation den jüngeren Perioden angehört und die durch ein gleichartiges Formationselement charakterisiert sind, während der vulkanische Boden mit höchst seltenen Ausnahmen Kohlensäurequellen nicht aufzuweisen pflegt und die unmittelbare Nachbarschaft von noch thätigen Vulkanen von solchen fast durchweg frei ist. Man denke an das Vorkommen von Massenanhäufungen organischer Substanzen, welche in den Torf- und Moorlagern, mehr noch aber in den Lagern von Braunkohlen aufgespeichert sind, Reste von bestandenen Vegetationen, die dem unter dem Einflusse der Lufteinwirkung andernfalls sich rasch vollziehenden Zersetzungsprozesse, durch Überlagerung mit den Luftzutritt hemmenden oder ihn gänzlich ausschliessenden Schichten entrückt worden und so in einem ihrer ursprünglichen Zusammensetzung näher stehenden Zustande erhalten geblieben sind. Freilich sind auch diese vor der Zersetzung nicht bewahrt geblieben, aber es ist ein wesentlich anderer Prozess des Zerfalles, der sich in ihnen vollzieht.

»Bekanntlich verläuft der Prozess der Moorbildung und unbestritten diesem analog auch jener der Braunkohlenbildung — ein wahrer Humifikationsprozess — in der Art, dass sich in der Substanz der pflanzlichen Organismen, deren widerstandsfähigster Bestandteil die Celluose ist, eine Umlagerung der Elementarbestandteile in dem Sinne vollzieht, dass der Sauerstoffgehalt des organischen Komplexes zum Teile in Verbindung mit Wasserstoff als Wasser, zum Teile in Verbindung mit Kohlenstoff als Kohlensäure übergeht, während eine zunehmend an Wasserstoff und Sauerstoff ärmer, an Kohlenstoff reicher werdende Substanz zurückbleibt, deren Kohlenstoffreichtum um so höher wird, je länger dieser Zersetzungsprozess gewährt hat. Diese Zersetzung vollzieht sich allmählich, aber stetig, und im Laufe derselben spalten sich fortwährend Wasser und Kohlensäure ab. So wird der Vermoorungsprozess, und ihm analog der Prozess der Bildung von Ligniten und Braunkohlen zu einer ständigen Quelle der Entwicklung von Kohlensäure.«

Verfasser berechnet als Minimalwerth, dass pro Meterzentner organischer Substanz einer Braunkohle von mittlerer Qualität aus der ursprünglich vorhanden grossen Quantität organischer Reste aus der diese Braunkohlenmenge entstand, 14 *kg* Kohlensäure abgespalten wurden. Die Entwicklung der auf solche Weise zur Abspaltung gekommenen Kohlensäure hat sich freilich auf die ganze bisherige Dauer des Kohlenbildungsprozesses verteilt, über deren Zeitmass uns bestimmte Anhaltspunkte fehlen, und die wohl bei den Mooren und Kohlenlagern verschiedener Lokalitäten eine ungleiche sein kann.

Ob diese Dauer, die gewiss nach Tausenden von Jahren zählt, mit 1000 oder 5000 oder vielleicht mit 10000 Jahren zu beziffern ist, entzieht sich unserer Kenntniss, gleichwohl wird man angesichts der Erscheinungen, die sich in bezug auf den Gang des Moorbildungsprozesses unter unseren Augen vollziehen, ein Zeitmass von 10000 Jahren als Dauer für den Bildungsprozess von Braunkohlen mittlern Alters nicht zu niedrig gegriffen nennen können.

Bei Verteilung auf eine so lange Dauer, während welcher der Verlauf der Kohlensäureabspaltung wohl als ein ziemlich gleichmässiger gedacht werden kann, scheint es auf den ersten Blick, dass die aus solcher Quelle gelieferten Kohlensäuremengen verschwindend kleine seien. Man darf aber nicht übersehen, welche kolossalen Mengen organischer Substanz in einem selbst nur sehr kleinen Moor- oder Braunkohlenlager in Betracht kommen. Nehmen wir an, es handle sich um Braunkohlenlager von einem Quadratkilometer Fläche, bei einer mittlern Mächtigkeit von 5 *m* der entstehenden Kohle, ein Lager, das im Verhältnis zu der mächtigen Ausdehnung der Kohlenablagerungen, z. B. im nordwestlichen Böhmen, als äusserst klein zu bezeichnen ist, so berechnet sich für ein solches, an der Hand der oben gemachten Voraussetzungen, die Kohlensäuremenge, die während der Zeit des Bildungsprozesses abgegeben worden sein müsste, zu 9100000 Meterzentner. Bei An-

nahme einer Dauer des Bildungsprozesses von 10000 Jahren entspricht dies pro Jahr einer Menge von 91000 *kg* Kohlensäure und sonach für das Zeitmass einer Stunde einer Menge von rund 10.4 *kg* Kohlensäure, die im Minimum aus einem solchen Kohlenflöz zur Entwicklung gekommen sein muss.«

Fragt man nach dem Verbleib dieser Kohlensäure, so giebt Verfasser zu, dass dieselbe meist in die Atmosphären ausgeströmt sei, aber bei tiefer liegenden Braunkohlenflözen findet meist eine Überlagerung durch Schichten statt, die wenigstens so undurchlässig wie Thon sind. »Dann ist die abgespaltete Kohlensäure an dem direkten Abströmen in die Atmosphäre gehindert, sie muss sich an ihrer Bildungsstätte anhäufen und infolge dieser Anhäufung bei beschränktem Raume für ihre Ausdehnung eine zunehmende Steigerung der Spannung erfahren, die endlich soweit ansteigen muss, dass sie den ihrem Entweichen entgegenstehenden Druck zu überwinden vermag, und so endlich zum Abflusse gelangt. Es wird daher wohl begreiflich, dass die Kohlensäure in Klüfte und Spalten des Gesteines, auf welchem das Moor oder das Kohlenflöz lagert, oder die diese unmittelbar umschliessen, eindringen und in diesen nach Massgabe ihrer Spannungsgrösse weiterbewegen muss, bis sie an eine Stelle gelangt, an welcher sie abströmen kann. So ist leicht einzusehen, dass unter geeigneten Verhältnissen Kohlensäureexhalationen und im Gefolge dieser die Bildung von Säuerlingen zu Stande kommen muss, die ganz unabhängig von bestandenen oder noch verlaufenden vulkanischen Prozessen ist, und die ungeschmälert so lange währt, als der Zersetzungsprozess der Massenanhäufung organischer Reste verläuft, und als an den die Ansammlung und die Richtung des Abflusses bedingenden Lagerungsverhältnissen des betreffenden Moor- oder Kohlenlagers sich nichts ändert. An Belegen für die Berechtigung dieser Auffassung fehlt es nicht. Die mächtigen Kohlensäureexhalationen, die sich in dem ausgedehnten Moorlager der sogenannten Soos bei Franzensbad finden, von denen einzelne Hunderte von Kubikmetern Kohlensäuregas pro Stunde liefern, der Reichtum dieser Lokalität an Säuerlingen der verschiedensten Art, zu deren vornehmsten die Quellen von Franzensbad, dann die Kaiserquelle gehören, die ebenfalls zahlreichen Kohlensäurequellen in dem mächtige Moorlager aufweisenden Rayon von Marienbad, dann ebenso von Königswart, Sangerberg, weiter Neudorf, das Vorkommen von zahlreichen Kohlensäuerlingen in Elster, die mitten in der Braunkohlenformation zu Tage tretenden Quellen von Carlsbad, jene von Kommern, Brüx und Bilin, anderseits aber die gleichfalls in der Braunkohlenformation oder in unmittelbarer Nachbarschaft derselben zu Tage tretenden Säuerlinge von Ems und Vichy, mehrere der in der Nachbarschaft von Lignitlagern entspringenden Säuerlinge Steiermarks u. a. m. lassen den Zusammenhang zwischen dem Prozesse der Moor- und Kohlenbildung und dem Auftreten von Kohlensäurequellen augenfällig erscheinen.

10. Flüsse.

Über Veränderungen der Flussläufe, Stromstrich und Begleiterscheinungen macht Prof. Rein einige interessante Bemerkungen[1]). Verschiebungen der Flussläufe können da, wo der Strom in leicht verschiebbarem Materiale eingebettet ist, schon durch geringe zufällige Hindernisse hervorgerufen werden, viel häufiger als aus folgenden Ursachen:

1. infolge der Tektonik des Bodens oder, sagen wir, der ungleichen geologischen Beschaffenheit des Bettes und der Ufer eines Flusses;

2. infolge der meist ungleichen mechanischen Kraft, mit welcher zwei sich vereinigende Flussläufe aufeinander einwirken.

»Stösst das fliessende Wasser auf eine Felswand, so prallt jeder einzelne Wasserfaden ab, wie die Billardkugel an der Wand des Tisches, und würde nach demselben mechanischen Gesetze abgelenkt und dem andern Ufer zugekehrt werden, wenn kein Hindernis vorhanden wäre. Dieses bereiten die nachrückenden Wassermassen. Da nun überdies Stosskraft und Richtung der zahllosen einzelnen Fäden dieser herbeiströmenden Massen sehr verschieden sind, so resultieren daraus eine Anzahl auffälliger Erscheinungen, welche sich in keine mathematische Formel bringen lassen, nämlich:

1. Das felsige Ufer wird angenagt (korrodiert) und dadurch steil und konkav.

2. Das Wasser staut sich an demselben, daher die französische Redensart: »Les roches attirent les eaux«.

3. Die nachrückenden Wasserfäden bewirken mit den zurückgestossenen und teilweise versinkenden eine wirbelnde Bewegung (mouvement giratoire), welche, da sie sich bis zum Boden fortsetzt, dessen meist kesselförmige Vertiefung zur Folge hat. Diese Austiefung des Flussbettes wird besonders gefördert durch am Boden hinbewegte Felstrümmer. Überhaupt ist die Erscheinung analog derjenigen bei der Bildung von Riesenkesseln unter Gletschern.

4. Der Stromstrich wendet sich von der konkaven Uferseite allmählich wieder gegen die Mitte des Flusses.

5. Die konvexe Seite des Flussbettes ist die seichtere, entsprechend dem flachen Ufer, so dass hier die Sand- und Schlammablagerungen stattfinden, welche man bei Flusskorrektionen (z. B. bei Rhein und Mosel) noch fördert durch die Anlage von Krippen (Épis). Auch sind bekanntlich solche Ufer den Überschwemmungen ausgesetzt, ein Umstand, der vielfach ihre Besiedelung verhindert hat.

Der aus der Vereinigung zweier Flüsse hervorgehende Wasserlauf schlägt in den meisten Fällen eine von beiden abweichende Richtung ein. Theoretisch genommen ist dies die Resultierende aus dem Parallelogramme der Stosskräfte beider Komponenten. Die zahl-

---

[1]) Petermann's Mitteilungen. 1896. p. 129 u. ff.

reichen Abweichungen von dieser Regel müssen wir in erster Linie den Hindernissen zuschreiben, welche die Beschaffenheit des Bodens der vollen Entwicklung jener diagonal wirkenden Kraft entgegenstellt. Besonders häufig ist es ein felsiger Grund oder gar ein Gebirge, welche oft schon ein Aussenufer beider Flüsse begleitet haben und ein Einbiegen der Resultierenden nach dieser Seite verhindert. So setzt z. B. die Rhone nach Aufnahme der Saône bei Lyon deren südliche Richtung fort. In gleicher Weise biegt bei Verden die Weser, verstärkt durch die Aller, in deren nordwestliche Richtung ein.

Ein schönes Beispiel bietet die Vereinigung beider Rheine an der Freiherr v. Planta'schen Besitzung bei Reichenau. Der hellere Vorderrhein führt die grössere Wassermasse; aber der, durch Zersetzung von Schiefer in seinem Quellgebiete dunkelgefärbte Hinterrhein erreicht durch sein grosses Gefälle eine viel stärkere Stosskraft und zeigt dies dadurch, dass er das Wasser des erstern wider die Gartenmauer des Herrn v. Planta treibt, an welcher der Stoss abprallt. Ohne dieses Hinderniss würde der Fluss wahrscheinlich schon längst einen von seinem jetzigen Bette nach links abweichenden Weg in der Richtung nach Chur eingeschlagen haben.

Die Stoss- oder bewegende Kraft des fliessenden Wassers hängt bekanntlich von seiner Geschwindigkeit ab. Diese ist aber eine Funktion von vier Faktoren von sehr verschiedenem Werte, nämlich des Gefälles, der Tiefe des Wassers, der Schwere und der Reibung. Dagegen haben Erdrotation und Zentrifugalkraft jenen massgebenden Kräften gegenüber auf Richtung, Stärke und Wirkung der Bewegung keinen nachweisbaren Einfluss.

Der Stromstrich, die Linie, welche die Punkte grösster Oberflächengeschwindigkeit verbindet, liegt im allgemeinen über der tiefsten Furche des Flussbettes, ihr folgt der Schiffer am liebsten auf der Thalfahrt, sie ist der Thalweg. Von Interesse ist die oft, »namentlich bei hohem Wasserstande wahrnehmbare konvexe Wölbung (franz. Bombement) des Wasserspiegels, welche längs des Stromstriches ihr Maximum erreicht. Hiernach liefert der Querdurchschnitt eines Flusses durch den Wasserspiegel eine Kurve, die bald dem Stücke einer parabolischen Linie, bald einem Kreisbogen ähnlich ist, wenn der Stromstrich sich in der Mitte befindet; liegt er dagegen in der Nähe eines Ufers, so steigt das Profil hier steiler, von der andern Seite dagegen allmählich an.«

Prof. Rein bemerkt, dass diese Wölbung des Wasserspiegels in den meisten wissenschaftlichen Werken nicht in Betracht gezogen wird, und teilt eine Reihe eigener Beobachtungen darüber mit. Der französische Hydrotekt Dubuat erklärt sie wie folgt: »Wenn durch irgend eine Ursache eine Wassersäule, welche in unbegrenztem Wasser eingeschlossen oder zwischen festen Wänden enthalten ist, sich mit einer gegebenen Geschwindigkeit zu bewegen anfängt, so wird der Druck, den sie seitwärts vor dieser Bewegung auf das umgebende

Wasser oder die feste Wand äusserte, vermindert um denjenigen, welcher der Geschwindigkeit dieser Bewegung entspricht.« Um das Gleichgewicht herzustellen, ist deshalb eine höhere Säule oder Schicht des bewegten Wassers erforderlich.

Beachten wir zunächst, dass Stromstrich und Wölbung Störungen des hydrostatischen Gleichgewichtes sind und da, wo Zeit bleibt, dieses herzustellen, wie in träge fliessendem Wasser, gar nicht zur Entwicklung kommen oder sich alsbald verlieren. Es ist das sehr ungleiche Mass von seitlichem Drucke und Geschwindigkeit längs des Querprofils, wodurch sie hervorgerufen werden. Man kann sie vielleicht am besten als fortgesetzte Stauungen ansehen, die ihr Maximum in der Bahn des stärksten Druckes erreichen. Übrigens beobachtet man analoge Erscheinungen auch bei der Luftzirkulation. Die Dubuat'sche Erklärung, schliesst Prof. Rein, wurde vielfach angefochten, aber ihr Grundgedanke ist jedenfalls richtig.

Die Wasserführung der Havel hat K. Schlottmann untersucht[1]). Es liegen von mehrern Pegelstationen der Havel langjährige Aufzeichnungen vor. Verfasser hat darunter den Aufzeichnungen zu Plaue den Vorzug gegeben, weil sie ein richtiges Bild der freien Havel geben, die dort 175 *m* breit ist, und deren Querprofil bis 1890 nicht verändert wurde. Die Beobachtungen umfassen die Jahre 1846—1890. Das Maximum des jährlichen Wasserstandes fällt auf 1855, das Minimum auf 1865. In mehr als $^1/_5$ der ganzen Zeit stand der Wasserstand in der Nähe des niedrigsten Standes, in $^1/_6$ weilte er in der Nähe des höchsten. Der höchste Stand wurde Mitte April erreicht, der niedrigste Anfangs Oktober. Der Fall geschieht regelmässig, die Abnahme erfolgt erst langsam und erreicht im Juni den höchsten Wert, um dann regelmässig abzunehmen.

Der Oberlauf des Yang-tse-kiang zwischen 99° und 103° östl. L. ist zur Zeit noch sehr wenig bekannt, überhaupt gehört die Gegend zwischen dem Oberlaufe des Irawaddi und dem Yang-tse-kiang zu den am wenigsten erforschten Gegenden der Erde. Nimmt man die neuesten Karten zur Hand, so sieht man auf diesen wie auf den ältern Karten, dass in jener Gegend drei oder vier mächtige Ströme, nur durch schmale meridianmässig verlaufende Parallelketten von einander getrennt und gewissermassen zusammengepresst, durch volle fünf Breitengrade ziemlich parallel gegen Süden fliessen. Etwas Ähnliches findet man auf der ganzen Erde nicht wieder, und es ist überhaupt noch sehr fraglich, ob diese kartographischen Darstellungen richtig sind. Was den oben bezeichneten Teil des Yang-tse-kiang betrifft, so hat der französische Forschungsreisende Bonin jetzt gefunden, dass die bisherige Zeichnung desselben auf den Karten nicht richtig ist. Es handelt sich um die Gegend, wo der Yang-tse-

[1]) Petermann's Mitteilungen. 1896. p. 234.

kiang seinen südlichsten Punkt erreicht. Er durchströmt hier ein Gebiet, das in einer Erstreckung etwa zwischen 26° und 30° nördl. Br. und 98° und 100° östl. L. von Paris vor Bonin von Europäern überhaupt nicht oder doch nur an seinen Rändern betreten ist. Bonin überschritt den Yang-tse-kiang bei Aschi, etwa zwei Grad westlich von seinem südlichsten Punkte, wo er, von Norden kommend, nach den bisherigen Darstellungen eine vorübergehende Ausbiegung nach Osten macht und dann in abwechselnd südlicher und östlicher Richtung seinem südlichsten Punkte zustrebt. Es musste daher Bonin sehr überraschen, einige Tagereisen nördlich von Aschi, ein wenig südlich von 28° nördl. Br., bei Yung-ning einen nordwärts fliessenden Strom zu erblicken, den er nach seiner Stärke und Richtung mit dem Blauen Flusse für gleichbedeutend erklären zu müssen glaubte. Die Ursache, die den letztern im Gegensatze zu dem bisherigen Kartenbild zu einer solchen Ausbiegung nach Norden veranlasst, stellte sich Bonin in Gestalt einer mächtigen, südlich vom Flusse bis zu einer Höhe von 5000 bis 6000 *m* aufsteigenden Kette unmittelbar vor Augen.

Der bisherige Irrtum im Kartenbilde ist wahrscheinlich zum Teile darauf zurückzuführen, dass in der Nähe von Aschi, am südöstlichen Ende des eben genannten Gebirgszuges, ein Nebenfluss des Blauen Flusses, der Peschoei, entspringt, und in den letztern ein Stück von seinem südöstlichsten Punkte entfernt, einmündet. Diesen Nebenfluss hat man bisher für den Hauptfluss gehalten. Wie der letztere zwischen Yung-ning und der Einmündung des Peschoei verläuft, ist zur Zeit nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Wahrscheinlich aber fällt der grösste Teil seines Laufes mit demjenigen Flussbette zusammen, das man bisher dem Unterlaufe des Ya-lung-kiang, des grössten linken Nebenflusses des Blauen Flusses, zuwies. Zwei Umstände rechtfertigen diese Vermutung: erstens die auffallende rechtwinklige Umbiegung, die der genannte Nebenfluss nach dem bisherigen Kartenbilde etwas östlich von Yung-ning erfährt, und die sich jetzt durch seine Einmündung in den Hauptfluss an dieser Stelle erklären würde, und zweitens der Umstand, dass der genannte angebliche Nebenfluss von der Stelle seines angeblichen rechtwinkligen Umbiegens an bei den Chinesen den Namen »Kin-scha-kiang« führt — ein Name, den gleichzeitig der Blaue Fluss weiter abwärts führt; es ist in der That einigermassen unwahrscheinlich, dass die Chinesen denselben Namen wirklich für den Hauptfluss und einen seiner Nebenflüsse gebrauchen sollten[1]).

Der Ursprung des Amazonenstromes. Über denselben macht Dr. Middendorf in seinem Werke »Peru« einige Bemerkungen von allgemeinerem Interesse. Bekanntlich heisst dieser grösste Strom der Welt in seinem obern Teile der Marañon oder Maranalım, und

[1]) Compt. rend. Paris 1896. p. 235. 250; Globus 70. p. 163.

selbiger galt bisher als Ausfluss des Lauricocha, eines Sees unter 10° 8′ südl. Br., wie der böhmische Missionar Samuel Fritz, welcher im Jahre 1686 in die Mission von Maines kam, in einem Werke mitteilte, das 1707 in spanischer Mundart den Marañon und die Missionen daselbst behandelte. Pater Fritz war eben der erste Reisende in die damals noch gänzlich unbekannten Gefilde des obern Marañon; bei dieser Gelegenheit verfolgte er dessen Lauf bis zu jenem See, und in dieser Beziehung waren seine Angaben auch so vollständig richtig, dass sie bisher in jedem geographischen Hand- oder Lehrbuche wiederholt wurden. Auch G. A. v. Klöden folgte ihnen in der 4. Auflage seines grossen Handbuches der Erdkunde im 5. Bande (1884) mit dem Zusatze, dass der Lauricocha in einer Höhe von 13395 Par. F. auf dem Plateau von Bombon, 5 *km* von den Bergwerken Chontas liege, dass aber nach Squier der sonst stets als Nebenstrom betrachtete Ucayali als Quellstrom betrachtet werden müsse, während andere wiederum den Apurimac oder den Weni als solchen angesehen wissen wollten. Prof. Wilhelm Sievers schreibt in seinem Buche »Amerika« vom Jahre 1894 folgendes: »Der Marañon entspringt mit zwei Quellflüssen unter 10° 15′ südl. Br., von denen der östliche, kaum 200 *km* vom Grossen Ozeane entfernt, dem grossen See von Lauricocha (cocha heisst aber schon See!) entfliesst, welche Austrittstelle schon früh als ein bedeutsamer Punkt erkannt worden sein muss, da sie von Steinbauten der Inkazeit geschmückt ist.« Auch diese Angabe erscheint nun nach den Mitteilungen Middendorf's auf Grund der zuverlässigen Forschungen Antonio Raimondi's in dessen berühmtem »El Peru« noch nicht ganz richtig. Denn dieser schreibt, »dass ein etwas nach Osten am Fusse der Kordillera von Huaysuash unter 10° 20′ entspringender Fluss, der Rio Nupe, als eigentlicher Quellfluss des Marañon angesehen werden müsse, da er bei seiner Vereinigung mit dem Rio de Lauricocha einen längern Lauf hat und mehr Wasser enthält als dieser.« Dr. Middendorf setzt noch einiges hinzu, was die vorstehenden Mitteilungen ergänzt: »Der Marañon läuft anfangs parallel der Küsten-Kordillera in nordnordwestlicher Richtung. Unter dem 5. Breitengrade, in der Gegend der Mündung des Uteubamba, beginnt er, sich erst gerade nach Norden, dann immer mehr nach Osten zu wenden, bis er aus dem Gebirge in die Ebene tritt und nun in östlicher Richtung, etwas gegen Norden abweichend, seinen Lauf bis zum Atlantischen Ozeane fortsetzt. Er behält seinen Namen bis zu seiner Vereinigung mit dem Ucayali, worauf der durch sie gebildete Strom der Rio de las Amazonas oder schlechtweg Amazonas genannt wird. Der Ucayali hat bei seiner Mündung einen längern Lauf, als der Marañon, aber dieser gilt als der wasserreichere und wegen seiner Richtung als der Hauptstrom.« Wo derselbe, um dieses auch nach Middendorf hinzuzusetzen, sich auf seinem obern Laufe nach Osten wendet, durchbricht er die Bergkette in einer Schlucht, welche unter dem Namen Pongo de Manseriche

bekannt ist. »Pongo ist ein Wort der Koshua-Sprache, welches Höhle, Grotte oder Loch bedeutet und verwandt ist mit punca (die Thür).« — Die gewaltigen Wassermassen, welche der Strom den peruanischen Anden entführt, erklären sich leicht, wenn man weiss, dass gerade an diesen höchsten Schneegebirgen des Anden-Gebirges die vom Atlantischen Ozeane mit dem Passate aufsteigenden Dünste ihrer Feuchtigkeit durch die niedrige Temperatur verlustig gehen, wogegen die auf die pacifische Seite Perus dann nieder steigenden Winde so viel trockener ankommen und diese Seite der Kordilleren mehr oder weniger steppenartig machen.

Der Murray wurde von J. P. Thomson geschildert[1]). Von Walgett (am Darling) bis zur See bildet er einen schiffbaren Wasserlauf von 2345 engl. Meilen Länge und gewährt durch seine Wassermassen einen unschätzbaren Wert für Bewässerungszwecke. Allerdings bietet der enge Eingang zum Flusse und die verhältnismässig unbedeutende Wassermenge, die in der trockenen Zeit durch denselben sich in die See ergiesst, der Schiffahrt ungeheure Schwierigkeiten. Dieselben würden aber bei weiterer kommerzieller und industrieller Entwicklung überwunden werden können, und dann würde der Murray zu den besten schiffbaren Wasserwegen der Welt gehören. Das Entwässerungsgebiet des Murray beträgt fast $^1/_7$ des ganzen australischen Kontinentes; es zerfällt in zwei Teile, ein regenreiches Gebiet von 159889 engl. Quadratmeilen mit jährlichem Durchschnitte von 0.60 *m* Regen und ein regenarmes Gebiet von 254364 Quadratmeilen, wo der jährliche Regenfall 0.40 *m* nicht übersteigt. Die Durchschnitts-Regenmenge für das ganze Gebiet beträgt 0.49 *m*. Bei Bourke betrug die Durchschnittstiefe des Murray für einen Zeitraum von zwölf Jahren 3.05 *m* bei einem Abflusse von etwa 1900 *cbm* in der Sekunde.

11. Seen und Moore.

Zusammenstellung europäischer Seen nach Meereshöhe, Grösse und Tiefe, von Dr. K. Peucker[2]). Diese fleissige Arbeit erstreckt sich nur auf diejenigen Seen, welche mehr als 1 *qkm* Flächeninhalt haben, und von denen ausserdem Meereshöhe und Maximaltiefe bekannt sind.

Der Arendsee in der Altmark ist von Dr. W. Halbfass geophysikalisch untersucht worden[3]). Er liegt 23 *km* von Salzwedel in 52° 34′ n. Br. und 29° 10′ östl. L., 23.5 *m* über der Ostsee und hat $5^1/_2$ *qkm* Fläche. Er gilt seit alter Zeit als ein Einsturzsee,

[1]) Scottish Geograph. Magazine, 1895 Dezbr. Globus 69, p. 100.
[2]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 2. p. 606.
[3]) Petermann's Mitteilungen. 1896. p. 173 u. ff.

der einzige grössere seiner Art in Deutschland, von den Alpen abgesehen, und unzweifelhaft haben zwei historisch beglaubigte Erdfälle in den Jahren 822 und 1685 mehr oder minder Gestalt und Tiefe des Sees verändert. Die Umgebung des Arendsees trägt durchweg den Charakter der nur schwachwelligen, fast ganz ebenen Heidesandlandschaft, die sich auf den ersten Blick von dem mit zahlreichen Hügeln stark okkupierten Gebiete der baltischen Seenplatte, der sogenannten Moränenlandschaft, unterscheidet.

Aus den Lotungen, von denen einzelne bereits vor hundert Jahren ausgeführt wurden, ergiebt sich, dass der Spiegel des Sees in dieser Zeit gar nicht oder nur ganz unwesentlich gefallen ist. »Dieses Resultat war von vornherein als wahrscheinlich anzunehmen, da der See als ein abfluss- und zuflussloses Becken betrachtet werden kann und Steigen und Fallen des Seespiegels ausschliesslich durch atmosphärische Niederschläge und durch natürliche Verdunstung der Oberfläche sich reguliert. Der Hochwasserstand im Frühjahre pflegt ca. 30 *cm* höher zu sein als der tiefste Stand im Hochsommer; genaue Pegelbeobachtungen fehlen. Es existieren zwar einige Zuflussgräben am Südufer, diese pflegen aber nur nach längerem Regen gefüllt zu sein; meist sind sie, ebenso wie der Verbindungsgraben zu dem frühern Faulensee, ausgetrocknet. Durch die beiden Ausflussgräben, welche eine künstliche Verbindung des Sees mit der Jeetze und dadurch mit der Elbe herstellen, fliesst nur zu Zeiten Wasser ab; nicht selten tritt das Gegenteil ein; den grössten Teil des Jahres sind die Ausflussstellen zugedämmt.

Aus den zahlreichen Lotungen des Verf. ergiebt sich als grösste Tiefe des Sees 49.5 *m*, die mittlere ist 29.3 *m* und das Gesamtvolumen des Wassers beträgt 162000000 *cbm*. Verf. kommt zu dem Ergebnisse, dass der schon zur Diluvialzeit vorhandene Arendsee zu den durch das Schmelzwasser des abziehenden Eises ausgehöhlten Kesselseen zu rechnen ist, durch die Erdfälle von 822 und 1685 an zwei an Umfang sehr verschiedenen Stellen eine bedeutend veränderte Gestalt nach horizontaler und vertikaler Ausdehnung erhalten hat, keinesfalls aber als ein Einsturzsee im Sinne der ehemaligen Mansfelder Seen, des Propst-Jesarsees oder des Toten Meeres, zu betrachten ist.

Der See von Leprignano. Wie G. Folgheraiter näher beschreibt, hat sich in der Campagna romana, 33 *km* nördlich von Rom, am 12. April 1895 ein ungefähr 5 bis 6 *ha* grosser See gebildet. Bereits in den Jahren 1824, 1850 und 1856 waren in derselben Gegend und auf dieselbe Weise wie diesmal drei kleine Teiche, bezw. Seen entstanden. In allen diesen Fällen handelt es sich um sogenannte Erdfälle, Einstürze unterirdischer, nicht tief gelegener Höhlen, welche letztere durch die auslaugende Thätigkeit der Gewässer hervorgerufen wurden. Von Interesse ist es, dass diesmal die Entstehung des Loches genau beobachtet wurde. Am

12. April fühlten einige Bauern, welche an jener Stelle auf dem Felde arbeiteten, eine leichte Bewegung des Bodens unter ihren Füssen, welche sie veranlasste, schleunigst davon zu laufen. In der darauf folgenden Nacht wurden zwei Hirten, die in einer nahebei gelegenen Hütte schliefen, durch ein unterirdisches Geräusch geweckt. Ins Freie tretend, sahen sie, wie der Boden sich zu senken begann. Am nächsten Morgen bot sich den herbeigeeilten Bewohnern ein etwa 28 *m* tiefer Einsturzkessel dar. Mehrere Tage lang verschwanden die in denselben sich ergiessenden kleinen Gewässer in seiner Tiefe. Dann hatte sich der Boden durch das hinabgespülte Erdreich so weit gedichtet, dass das Wasser sich in der Vertiefung ansammeln und nun allmählich einen See bilden konnte[1]).

Der See Goktscha im südlichen Transkaukasien, östlich von Eriwan, ist im Sommer 1893 von A. A. Iwanowski zum ersten Male wissenschaftlich untersucht worden. Von der in russischer Sprache erschienenen Abhandlung über seine Forschungen giebt Iwanowski[2]) einen Überblick, dem folgendes entnommen ist:

Der See, 1930 *m* über dem Schwarzen Meere gelegen, ist zwischen mächtigen Bergketten derart eingekesselt, dass sein ganzes Bassin 4750 *qkm* umfasst, wovon 1370 auf den jetzigen Seespiegel entfallen. Letzterer übertrifft somit den Flächenraum des Bodensees um mehr als das Anderthalbfache. Im N und NO fällt die völlig kahle Felsenkette des Schag-Dagh 1200 *m* tief gegen den See hin ab, an dessen Ufer hier weder Raum zu Ansiedelungen, noch zur Anlage eines Fusspfades bleibt. Im SO und S tritt das Gebirge zurück; hier schliessen sich teils sumpfige, teils steppenartige Ebenen an den See. Das westliche Ufer zeigt ein wildzerklüftetes vulkanisches Trümmerfeld mit zahllosen ausgebrannten Kratern, Lavafeldern und allen Spuren einer grossartigen, um Jahrtausende zurückliegenden eruptiven Thätigkeit. Der enorme Wasserspiegel, inmitten einer öden, fast vegetationslosen Hochgebirgslandschaft, welche von 3350—3660 *m* hohen Felsengipfeln überragt wird, bietet, wie alle Besucher versichern, ein Bild von düsterer, aber ungemein grandioser Wirkung. Die Ufer haben nur wenige Fischerniederlassungen, in der Nordostecke des Sees auch einzelne armenische Klöster, deren bedeutendstes auf dem vulkanischen Felseneiland Sewanga, der einzigen, 220 *m* grossen Insel der Goktscha, liegt. Letzterer empfängt von den Bergen zahlreiche kleine Zuflüsse, sein einziger Abfluss ist das Flüsschen Sanga, welches zum Aras fliesst. Der See hat süsses Wasser und hat selbst zur Zeit der schärfsten Winterkälte nur Ufereis. Eine vielfach erörterte, aber noch nicht gelöste Frage betrifft die merkwürdigen Schwankungen des Seespiegels. Die niedrigen Uferlandschaften im Süden und Südosten des Sees haben zweifellos

---

[1]) Naturw. Rundschau 1896. Nr. 31.
[2]) Petermann's Mitteilungen. 1896. Litteraturbericht Nr. 472.

vor Zeiten zum Seespiegel gehört, ebenso lässt sich an den felsigen Ufern des Nordostens nachweisen, dass der Wasserstand während langer Perioden mindestens $2^1/_2$—3 *m* als in der Gegenwart gewesen ist. Das Flüsschen Sanga, heute ein ganz unbedeutender Wasserlauf, war im Mittelalter, wie arabische Geographen ausdrücklich bezeugen, ein wasserreicher Fluss. Anderseits spricht der Umstand, dass auf dem Boden des Sees umfangreiche Trümmerstätten untergegangener Ortschaften deutlich wahrzunehmen sind, dafür, dass grosse Landstrecken, welche früher bewohnt gewesen sind, vom See verschlungen wurden. Man hat diese eigentümlichen Schwankungen, welche auch bei den andern Seen des armenisch-kurdischen Hochlandes beobachtet worden sind, auf unterirdische Verbindungen zwischen diesen Seen zurückführen wollen; auch der Einfluss verschiedener klimatischen Perioden, welche die Gebirge um den Goktschasee mit Gletschern und ewigem Schnee zeitweise bedeckt haben sollen, wurde geltend gemacht. Verfasser erklärt die Unterschiede des Seeniveaus durch vulkanische Einwirkungen und trifft hiermit wohl das Richtige. Mit Unrecht glaubte man vielfach, dass die Ufer des Sees erst seit Erwerbung derselben durch Russland (1828) bewohnt seien. Funde von Stein- und Bronzewaffen deuten auf eine Besiedelung in vorgeschichtlicher Zeit, die Keilschriften auf den Felsen gegenüber der Insel Sewanga auf die Herrschaft der Wanschen Dynastie (VIII. Jahrhundert v. Chr. Geb.) hin. Das ganze Westufer trägt Ruinen aus frühchristlicher Zeit, insbesondere altarmenischer Kultusstätten.

Die Seenregion von Timbuktu. Die topographischen Aufnahmen der Franzosen um Timbuktu herum haben eine Anzahl bisher unbekannter Seebecken enthüllt. Den durch den Diaka und Niger gespeisten Debo-See (den »weiblichen«) kannte man bereits. Ganz neu entdeckt wurden die Seen von Tenda, Kabara, Sompi, Takadji, Gauati, Horo und Fati, sowie der Sumpf von Gundam. Im Norden von Gundam (Seehöhe ca. 100 *m*) liegen die grossen Seen von Telé und Fagibîn (110 *km* lang und 30 *m* tief). Zwischen dem See von Fagibîn (W.) und dem von Sombi (S.) liegt noch eine Serie von Wasserbecken, so der Douna u. a. m. Auf dem Fagibin erlebte Marine-Lieutenant Hourst bei Sturzwellen von 3 *m* Höhe einen wirklichen Seesturm und fand auch auf dem im Fagibîn-See befindlichen Archipel von Tagilam einen brauchbaren Hafen (Port Aube). Der Telé- und Fagibîn-See sind im Norden und Osten von hohen Gebirgen (Farasch, Tombaje, Kokoro) umrandet, ihre Ufer indessen sehr gut angebaut. Die Auffindung dieser grossen Seen ist ein Beweis, dass es in Afrika noch immer viel zu entdecken giebt. Der Sumpf von Gundam liegt in dem grossen, oft beschriebenen Inundationsgebiete des Niger, das von den französischen Offizieren zum ersten Male eingehend aufgenommen und beschrieben wurde. Er stellt sich als Verbindungskanal zwischen dem Niger und dem

Seegebiete dar und ist vom Juni bis November, während des niedrigen Wasserstandes des Flusses unfahrbar für grössere Fahrzeuge Bluzet staunt über die Geschicklichkeit und Verschwiegenheit der Führer Oskar Lenz's, welche diesem Forscher die Existenz dieser Seen, namentlich des Fagibîn — eines zweiten Tschad — zu verheimlichen wussten, obgleich sie ihn einige hundert Meter entfernt an den Ufern desselben vorüberführten. Auch Heinrich Barth erfuhr nichts von der Existenz dieser Seen während seines Aufenthaltes in Timbuktu. Oskar Lenz muss vom 17. bis 19. Juli 1880 an dem unvergleichlich günstig zwischen den Seen Fati und Telé gelegenen Gundam vorbeigezogen sein. Hourst hat in dem Seegebiete 19 Positionen nach Breite und Länge genau bestimmt und auch über Produktion und Handel, sowie über die Bewohner der durchforschten Gebiete Aufschluss gegeben.

Ein Natronsee in Transvaal, nördlich von Pretoria, wird von E. Cohen beschrieben[1]). Er findet sich 32 *km* von der Stadt, als eine im Granit gelegene Salzpfanne. Sein Durchmesser beträgt 400 *m*, der See ist kreisrund und von einem Amphibolbiotitgranitwalle umsäumt. Er. enthält rotgefärbte, gesättigte Salzsoole von geringer Tiefe, mit Salzkruste am Boden. Die Entstehung dieser kreisrunden Einsenkung ist schwer zu erklären, Cohen denkt an eine Bildung durch Entweichen von Gasen, welche Na Cl-reichen Schlamm mit emporführten. Die Soole enthielt bei 1.179 Dichte in 100 Teilen 21.14 Teile Salze, welche die Pfanne als Natronsee mit auffallend wenig $Na_2 SO_4$ charakterisieren.

Das Lop-nor-Becken und die in demselben stattgefundenen Veränderungen hat Dr. Sven Hedin auf Grund eigener Untersuchungen an Ort und Stelle dargestellt[2]). Auf seiner Wanderung von Korla nach Tscharchlik hat er das ganze Lop-nor-Gebiet durchmessen, sowohl das des alten, den Chinesen schon lange bekannten Sees als das der neuen, von Prschewalsky 1876—1877 entdeckten. »Das Tarimbecken«, sagt er, »hat die Form der konkaven Seite eines Löffels, dessen tiefster Teil gegen Osten gerichtet ist. Diese Form ist natürlich dadurch verursacht, dass das Becken an allen Seiten von mächtigen Gebirgsketten eingeschlossen wird — mit Ausnahme eben der östlichen Seite. Niederschläge, Gletscher und ewiger Schnee ernähren zahllose Bäche, die von den Randgebirgen herabströmen und sich allmählich zu mehr oder weniger bedeutenden Flüssen vereinigen. Die Bäche führen von den Gebirgen Verwitterungsprodukte mit, welche sich zu einem kreisförmigen Schuttkegel rings um das ganze Becken anhäufen, und dieser zonenförmige Schuttkegel vermittelt den Übergang vom Gebirge zur Wüste und

---

[1]) Tschermak's Mitteilungen 15. 1—8 u. 194—195.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1896. p. 201 u. ff.

vollendet die Löffelform. Da nur im Osten sowohl die Gebirge wie ihre notwendigen Begleiter, die Schuttkegel, fehlen, so entsteht eben hier der tiefste Teil des Beckens, in dem sich das Flusswasser sammelt. Die Hauptpulsader des Tarimsystems ist der mächtige Jarkent-darja, welcher das ganze Becken kreuzt und seinen Namen bis zum Lop-nor beibehält, wo er Jarkent-Tarim genannt wird. Sein grösster Nebenfluss ist der Aksu-darja, der kurz vor der Mündung den auch ziemlich mächtigen Tauschkan-darja aufnimmt; dann haben wir Kontsche-darja, Tschertschen-darja, Khotan-darja, Kisil-su und Schah-jar-darja. Wäre die gesamte Wassermenge aller dieser Flüsse nicht so mächtig, wie sie noch ist, so würde sie nicht Kraft genug haben, um sich durch die zentralste Wüste der Erde, wo die relative Feuchtigkeit minimal ist, Bahn zu brechen, sondern würde bald im Kampfe mit dem Sande zu Grunde gehen, wie es schon jetzt mit den meisten vom Kwen-lun gegen N strömenden Nebenflüssen der Fall ist, von denen nur zwei, Khotan-darja und Tschertschen-darja, den Hauptfluss erreichen, wogegen der Kerija-darja sich schon isoliert hat und in $39^1/_2{}^0$ nördl. Br. im Sande versiegt. Dass sämtliche Flüsse des Tarimsystems einer ähnlichen Zukunft entgegengehen, ist unzweifelhaft. In der Zeit des tertiären Mittelmeeres waren die klimatischen Bedingungen für Niederschläge und Flüsse sehr vorteilhaft; dann verschlechterte sich das Klima und wurde immer trockener, und in derselben Richtung entwickelt es sich weiter. Wir können also mit Recht schliessen, dass die tiefste Depression des Beckens in frühern Zeiten der Rezipient einer viel grössern Wassermenge gewesen ist als jetzt.

»In dem Stadium seiner Entwicklung oder richtiger seines Rückganges, in dem das Tarimsystem sich jetzt befindet, ist es doch immer noch mächtig genug, um diesem Wasserrezipienten mächtige Quantitäten Schlammes zuzuführen. Die Schlammablagerungen setzen sich noch immer fort, besonders während der Hochwasserperiode des Spätsommers, und es ist jetzt so weit gekommen, dass das grosse Lop-nor-Gebiet in fast einem und demselben Niveau liegt, so dass die Höhenunterschiede jedenfalls nur selten ein paar Meter übersteigen. So beobachtet man im ganzen Gebiete an den Aneroiden und Kochthermometern keine andern Luftdruckvariationen als die, welche von Wind und Wetter abhängig sind; die minimalen Höhenunterschiede könnten nur mit Nivellierungs-Instrumenten festgestellt werden. Zwischen Kaschgar (1230 *m* absol. Höhe) und dem Lop-nor (790 *m*), auf eine Entfernung von 13 Längengraden, erreicht der Höhenunterschied nur 440 *m*, und wollten wir diese Höhenkurve im Profil darstellen, so würden wir wahrnehmen, dass sich die eigentlichen Höhendifferenzen meist im Westen, in der Nähe des Randgebirges befinden, wogegen die Kurve gegen Osten sich immer mehr der Horizontalen nähert.

Es kann also nicht im geringsten wundernehmen, dass ein Seegebiet, welches auf fast horizontalem Boden liegt, und in welchem

grosse Schlammmassen sich ansammeln, seine Lage verändert, und hierin finden wir also eine der wichtigsten Ursachen zur Wanderung des Lop-nor gegen S.

Ein anderer Faktor, vielleicht ebenso wichtig wie der eben erwähnte, ist der Wind. Augenblicklich kann ich auf die Windverhältnisse des ganzen Beckens nicht eingehen, will jedoch nur erwähnen, dass im Lop-nor-Gebiete Winde aus O, ONO und NO vorherrschen, wobei der ONO-Wind am häufigsten und in den drei Frühlingsmonaten fast eine tägliche Erscheinung ist und die Stärke 10 (nach der 10gradigen Landskala) erreicht. Er wird Karaburan oder »schwarzer Sturm« genannt, weil der mitgeführte atmosphärische Staub das Firmament verdunkelt. Während meines Besuches raste ein solcher Buran vom 9. bis 21. April mit nur zwei Tagen Unterbrechung. Ein anderer fing am 25. an und raste ohne die geringste Unterbrechung bis zum 28. Während der andern Jahreszeiten ist die Atmosphäre verhältnismässig ruhig, und im Winter herrscht gewöhnlich vollkommene Windstille.

Der ONO-Wind besitzt eine unwiderstehliche Kraft. Er führt nicht nur atmosphärischen Staub mit, sondern auch Treibsand, welcher die Dünen zwingt, sich gegen Westen zu bewegen. Diese stiessen aber dabei auf ein Hinderniss, nämlich das östliche Ufer des alten Lop-nor, und wurden dadurch freilich ein wenig aufgehalten, übten aber doch jedenfalls auf den östlichen Seerand einen Druck aus. Der See hatte, wie die chinesische Karte zeigt, einst eine westöstliche Längsrichtung; dann wurde er durch den Sand allmählich abgerundet und aufgedämmt; das Wasser breitete sich gegen Süden aus, und endlich hatte der See seine Längsrichtung in eine nordsüdliche verwandelt. Die Reste dieser frühern Lage fand ich während meines Besuches.

Der vorherrschende ONO-Wind mit seinem Treibsande ist also die zweite grosse Ursache, welche eine Wanderung des Lop-nor bewirkt.«

Zur Zeit der Reisen Prschewalsky's (1876—1877, 1883—1885) strömte die ganze Wassermenge des Tarim nach den beiden südlichen Becken, während Sven Hedin jetzt konstatierte, dass etwa seit 1887 das Wasser in die Fragmente des alten Lop-nor strömt, wodurch dieser an Ausdehnung gewinnt, die beiden südlichen Seen Kara-buran und Kara-koschun dagegen zusammen schwinden. »Der Kara-buran hatte nur ein paar Dezimeter Tiefe und trocknet jeden Sommer vollständig aus; der Kara-koschun war in einen Sumpf verwandelt, wo nur einige ganz kleine offene Wasserflächen zu sehen waren, und wo man sich zu Boot nur mit grosser Mühe zwei Tagereisen gegen ONO durch den unglaublich mächtigen und dichten Kamisch durcharbeiten konnte, während Prschewalsky ohne Schwierigkeit sich vier Tagereisen (alle von Abdal gerechnet) nach dem Dorfe Karakoschun, welches seit 10 Jahren verlassen ist, begeben konnte. Beide Seen sind jetzt in der Zeit des niedrigsten Wasserstandes

isoliert; das Wasser verdunstet schnell, und der Rest wird schwach salzig; kleine Uferlagunen waren dagegen schon im April bitter salzig. Dass aber das Wasser während des Hochwasserstandes (September, Oktober) ganz süss bleibt, kann nicht auffallen, wenn man bedenkt, dass die beiden Becken so neuer Bildung sind, dass die Salze noch nicht genügend Zeit gehabt haben, sich abzulagern. Die Salze, welche das Tarimsystem im Laufe der Zeit zum Lop-nor-Gebiete hinunter befördert hat, sammelten sich im alten Lop-nor an, dessen Becken jetzt grösstenteils von Sanddünen verschüttet ist.

Ein wichtiger Beweis für die junge Bildung des südlichen Lop-nor ist der, dass an seinen Ufern nicht ein Baum zu finden ist, wogegen dichter Wald, hauptsächlich aus Populus diversifolia zusammengesetzt, an sämtlichen Flüssen des Tarimsystems wächst. Man sollte erwarten, dass an dem Punkte, wo sich endlich alle diese Flüsse vereinigen, der Wald am dichtesten sei, aber in der That hört er eben hier vollständig auf. Am ganzen östlichen Ufer der Seenkette fand Verf. dagegen lebenden Wald und in der Wüste östlich davon toten Wald, woraus hervorgeht, dass der Wald mit dem östlichen Seekontur gegen Westen wandert, beide vom Winde und den Dünen getrieben.

Die Ursache, weshalb der Lop-nor seit neun Jahren eine Tendenz zeigt, wieder nach N zu seiner frühern Lage zurückzukehren, ist gewiss die, dass die südlichen Seen in so hohem Grade mit Schlamm, Sand und verfaulten Pflanzenteilen aufgedämmt worden sind, dass ihr Boden jetzt im Niveau des alten Lop-nor liegt. Es ist wahrscheinlich, dass der alte See fortwährend auf Kosten des neuen wachsen wird, und es will scheinen, als ob die beiden Seen in einem periodischen Wechselverhältniss zu einander ständen. Ob die Entwicklung in diesem Sinne fortschreiten wird, kann schon im Laufe von ein paar Jahrzehnten sich zeigen.«

Die Entstehung der Karseen ist von Prof. Richter auf Mitwirkung des Eises in der Glazialzeit zurückgeführt worden. Prof. E. Fugger hebt dagegen hervor, dass er im Salzburgischen an den Karseen nirgends Spuren von Moränenwällen antraf; die Barrièren sind durchaus aus festem Gesteine, die Karseen echte Felsbecken ohne Spuren vormals grösserer Erosionsthätigkeit. Auch aus der Tektonik des Gebirges lassen sich die Barrièren, denen die Seen ihre Entstehung verdanken, hier nicht erklären. Zur Erklärung der Kar- und Karseebildung denkt Fugger daher an die Analogie der Karsttrichter, die er mit Cvijić auf mechanische und chemische Erosion zurückführt. Diese sind bekanntlich Vorkommen der Kalkgebirge und Kalkplateaus. Aber auch auf Schiefer (Phyllit u. s. w.) findet man Mulden und flache Vertiefungen des Bodens in grösserer Menge, meist langgestreckte Einsenkungen von geringer Tiefe, deren Entstehung Fugger auf die auflösende Thätigkeit des Wassers, besonders des kohlensäurehaltigen Wassers zurückführt, das durch

Spalten in die Tiefe einsickert. Die grössere Zertrümmerung der Schieferberge infolge der starken Verwitterung bietet hier nicht bloss einzelne Angriffspunkte für diese Thätigkeit, sondern ganze Linien dar. Dadurch modifiziert sich die Form der Vertiefungen. Verstopfen sich die Abflüsse, so pausiert die Austiefung, und die Mulde wird nach derjenigen Richtung erweitert, nach welcher die Wände die meisten Angriffspunkte darbieten; sie wird also verbreitert. Findet sich dann wieder ein Abfluss, so geht auch die Austiefung weiter fort. Auch im Gneisgebirge sind zahlreiche flache Mulden vorhanden, die auf ähnliche Weise entstanden sein dürften. Fugger unterschätzt nicht die starke Mitwirkung der mechanischen Verwitterung, hebt aber die Bedeutung der Auflösung auch für solche Gesteine, die im Laboratorium unlöslich erscheinen, stark hervor. Dass auch diese in dem grossen Laboratorium der Natur nicht absolut unlöslich sind, lehren ihn Versuche, die er mit Steinen verschiedenster Art angestellt hat: nachdem sie einige Wochen oder Monate im fliessenden oder ruhigen Wasser aufgehängt waren, zeigte sich ein dem Betrage nach sehr verschiedener, aber zweifelloser Gewichtsverlust. Auch das Vorkommen karrenähnlicher Bildungen im Gneissgebirge führt Fugger zu Gunsten seiner Anschauung ins Feld, dass auch auf Urgesteinen die chemische Erosion in hervorragendem Masse wirksam sei. Das Vorhandensein unterirdischer Abflussmöglichkeiten ist endlich gerade in diesen zertrümmerten Gesteinen überall vorauszusetzen. So ergiebt sich für die Entstehung der kleinen und grössern Felsbecken, Mulde und Karre ohne Unterschied der Gesteinsart, auf der sie vorkommen, die gleiche Erklärung. Ob das Becken mit Wasser ausgefüllt oder leer ist, hängt von den momentanen Zu- und Abflussverhältnissen ab; falls der unterirdische Abfluss lange verlegt ist, kann der See sich einen oberirdischen Abzugskanal schaffen, und diese Vorgänge können auch mehrmals mit einander abwechseln (Feldwiesensee). Nicht immer stellten die Karseen die tiefsten Einsenkungen der Kare dar, oft auch nur eine stufenförmige Unterbrechung eines Kares. Auch reihenförmige Anordnung kommt vor. Das Felsbecken mit seinem See ist dann nur eine kleine Unregelmässigkeit im grossen Kar, die Entstehungsursache aber ist die gleiche: mechanische und chemische Erosion des in die Tiefe sickernden Wassers. Insofern kann Fugger die Bildung eines Karsees als Unterbrechung der normalen Thalbildung ansehen [1]).

Die Entstehung des Toten Meeres ist Gegenstand einer eingehenden Studie von Dr. Max Blanckenhorn gewesen [2]). Dieser See füllt die tiefste Furche auf dem Festlande aus. „Infolge dieses ungewöhnlichen Tiefenniveaus herrscht daselbst eine wirklich tropische Temperatur, die unter dem Einflusse der von den Felswänden ab-

---

[1]) Hettner's Geograph. Zeitschr. 2. p. 462.
[2]) Zeitschrift des Deutschen Palästina-Vereins. 19.

prallenden Sonnenstrahlen zu einer Backofenhitze ansteigt und bei der herrschenden Trockenheit eine Verdunstung hervorruft, wie sie nur die reine Wüste kennt. In der Umgebung zeigen sich die grössten Gegensätze. Hohe Plateaus, die durch schreckliche Erosionsfurchen zu einem wilden, zackigen, vielgestaltigen Gebirge umgewandelt sind und steil zu seinen Ufern abfallen, umgeben ihn zu beiden Seiten im O und W, während im N sich die wüste Jordanthalebene, im S die salzdurchtränkten, vegetationslosen Moräste der sumpfigen Sebcha anschliessen. Der Mangel an trinkbarem Wasser in seiner Umgebung, die vielfach herrschenden ungesunden Dünste von Schwefelwasserstoff und Kohlenwasserstoff, welche die vielerorts aufsteigenden Termen in und um den See aushauchen, der häufig wehende glühend heisse Scirocco und schliesslich, nicht zu vergessen, die in der Gegend von Jericho wie in Rōr es-Sāfije endemische heftige Malaria erschweren den Aufenthalt des Menschen und teilweise auch der Tiere an seinen Ufern und machen eine dauernde Ansiedlung fast unmöglich. Man kann die ganze Umgegend im vollen Sinne als Wüste mit einigen Oasen bezeichnen. Im See selbst wird alles organische Leben mit Ausnahme von einigen mikroskopischen Protophyten, nämlich Diatomeen des Süsswassers und pathogenen Bakterien, die in dem Oberflächenwasser und Schlamm am nördlichen Seeufer nachgewiesen worden sind, durch den ungewöhnlichen Salzgehalt vernichtet, der sechsmal stärker ist als im Ozean. Bei der Schwere des Wassers würden übrigens grössere Tiere überhaupt gar nicht dauernd im Wasser einsinken können, sondern immer wieder an die Oberfläche emportauchen.

Verf. schildert zunächst die älteste Zeit vor dem Einsturze des Jordanthalzuges. Damals, wenigstens während der untern Kreideperiode, während des Jura und der Trias, war die ganze Gegend von paläozoischen Sandsteinen bedeckt, unter welchen das archäische Grundgebirge, Granit, Gneis lagerte. Später trat allgemeine Meeresbedeckung ein, und erst mit Beginn der Tertiärzeit (im sog. Eozän) zog sich das Meer fast ganz zurück. Vorläufig gab es nun noch keine tiefen Furchen, welche den Zusammenhang der Schichten unterbrachen, doch gingen im Verlaufe dieser langen Festlandsperiode auf der bis dahin ebenen plateauförmigen Oberfläche mannigfache Veränderungen vor, besonders infolge der Erosion und Denudation. Mit Schluss der Tertiärperiode trat das gewaltigste Ereigniss ein, das die geologische Geschichte Palästinas kennt. Das ganze syrische Land vom äussersten S bis zum N zerriss durch Bildung von Spalten in S-N- oder SSW-NNO-Richtung, und als Streifen sanken die zwischenliegenden Partien in verschiedenster Weise in die Tiefe. In der Entstehung der grabenartigen Einsenkung des Rōr oder Jordanthales fand diese Reihe von Katastrophen, die dem ganzen Lande erst seine heutige so charakteristische Physiognomie verliehen, nur ihren prägnantesten Ausdruck. Ihre Wirkungen spiegeln sich ab im Oberflächenrelief, das seitdem nur unwesentlich durch die Erosion der meisten Flussthäler verändert worden ist.

Blanckenhorn hebt ausdrücklich hervor, dass das neugebildete Thal, obwohl seine Sohle wohl schon von Anbeginn an grösstenteils tiefer als der Meeresspiegel gelegen war, vom offenen Meere niemals überflutet worden ist. »Die aus Kreidegesteinen gebildete Schwelle von + 250 *m* Meereshöhe, welche mitten im Wadi el-ʿAraba die Wasserscheide zwischen dem Toten und Roten Meere bildet, ist niemals von Meereswogen über-

schritten worden. Freilich scheinen schon in frühern Zeiten der Existenz des Jordanthales die Gewässer, welche dasselbe erfüllten, recht salzige gewesen zu sein, ganz wie auch heute noch das vorhandene Sammelbecken in dem tiefstgelegenen Teile, das T. M. eine äusserst konzentrierte Mutterlauge darstellt. Aber dieser Salzgehalt kann nicht im mindesten als Beweis dafür herangezogen werden, dass das T. M. oder ähnliche heute unter dem Meeresspiegel versenkte Salzpfannen Reliktenseen seien, also Residuen des später zurückgezogenen Meeres darstellen, wie es früher versucht wurde. Aus den bisherigen chemischen Untersuchungen der Bäche und Quellen des Jordanflussgebietes, besonders der überall in der Umgebung des T. M. vorhandenen kochsalzreichen Thermen geht vielmehr, wie speziell Lartet[1]) nachgewiesen hat, hervor, dass der Salzgehalt des T. M. nur eine unausbleibliche Folge des Zuflusses der betreffenden Binnengewässer ist. Ihren Mineralreichtum entnehmen die letztern den gerade an Chlornatrium, Magnesiumcarbonat und Calciumsulfat relativ reichen Ablagerungen der einst im Meere abgelagerten kretazeischen Kalke, Dolomite, Mergel und Gipse. Auch die für die Mutterlauge des T. M. so charakteristische Anwesenheit von Brommagnesium und Bromkalium findet ihre genügende Erklärung in dem Bromgehalte der Schwefelthermen von el-Hammi bei Tiberias und noch mehr der Wasser von ʿAin el-Merāha unmittelbar am Westufer des T. M. zwischen den Mündungen des Wadi es-Zuwēra und Wadi Mubarrak[2]). Nach der sorgfältigen von R. Sachsse ausgeführten Analyse enthält ein Liter des letztgenannten Wassers 85 *mg* Brom, also 0,0085 %, das an Magnesium oder Alkalien gebunden ist.

»Nachdem durch den ungleichmässig erfolgten Einbruch der Jordan-Araba-Senke die Bedingungen zur Existenz eines Binnensees gegeben waren, fanden die meteorischen Gewässer der Umgegend in der tiefsten Region des Thales ihr naturgemässes Sammelbecken. Die von den neugebildeten grossen Gebirgsterrassen in Wasserfällen herabstürzenden Wassermassen vereinigten sich bald in grössern Rinnen, die dann von ihrer Mündung aus rückwärts allmählich immer tiefer und gleichmässiger eingegraben wurden. In jener ältesten Eiszeit gegen Beginn des Diluviums waren die Niederschläge ausserordentlich reichlich. Übrigens hatte der Boden des Thales, speziell der unter dem heutigen T. M., noch keinesfalls überall die jetzige Tiefe, die teilweise erst durch nachträgliche Einstürze geschaffen wurde. Der Binnensee war seichter. Dazu kam das mit dem Aufreissen der Spalten innig verbundene Hervorbrechen der Thermen in der ʿAraba-Jordan-Senke selbst und ihrer nächsten Umgebung. Diese Thermen zeichneten sich ehedem, wie Noetling[3]) gezeigt hat, sowohl durch grössere Wasserfülle wie durch höhere Temperatur aus und konnten demgemäss auch viel mehr mineralische Salze in Lösung enthalten als heute, wobei ihr reichlicher Gas- und Salzgehalt selbst wieder ihre Fähigkeit, die durchflossenen Gesteinsarten zu ersetzen, erhöhte. Durch alle diese Umstände begünstigt, musste der Jordansee gerade in seinem ersten Stadium bald zu der grössten Ausdehnung anschwellen, die er jemals besessen. In dieser nahm sein Spiegel eine Höhe von 426 *m* über dem jetzigen ein, stand also noch ein wenig (ca. 30 *m*) höher als der des heutigen Mittel- und Roten Meeres. Damals erstreckte sich der Binnensee von der Bodenschwelle, welche auch in jener Zeit die Wasserscheide gegen das Rote Meer bildete, unter 30° 42′ nördl. Breite beginnend nach Norden wohl mindestens bis zum heutigen Tiberiassee unter 32° 55′ nördl. Breite bei einer Breite von 5—25 *km*. Aus dieser Zeit höchsten Wasserstandes kennt man Ablagerungen sicher allerdings bis jetzt nur aus dem äussersten S im Wadi

[1]) Lartet, Géologie de la Palestine. Ann. des sciences géol. 1. 1869. p. 297 ff.
[2]) Vergl. die geogn. Karte in der Abh. des Verf.
[3]) Noetling, Geologische Skizze d. Umgeg. v. el-Hammi. Z.d.P.-V. X. 1887.

'Araba. Hier in der heute wasserärmsten Gegend mochten sie sich freilich auch relativ am besten erhalten, während sie im Norden durch die Erosion des Jordan und an den Gehängen durch atmosphärische und andere Einflüsse verschiedener Art eher der Zerstörung anheimfielen oder gar von spätern Lavaergüssen verhüllt und dem Auge entzogen wurden.

»Nach dieser Zeit höchsten Wasserstandes mit noch relativ süssem Wasser fand ein Rückzug und Konzentration der Gewässer, verbunden mit Versalzung statt, bis vielleicht zu einem Niveau von kaum 100 *m* über dem heutigen. Damals muss der Salzgehalt des Sees mindestens lokal schon ebenso stark gewesen sein als heute. In diese Trockenzeit müssen wir nämlich die Entstehung des Steinsalzlagers in der untern Region des Dschebel Usdum setzen.

Dieser Salzberg erhebt sich im SW des T. M. bis zu einer Höhe von etwa 180 *m* über dessen Spiegel. Die Basis des Hügels bilden, wenigstens an dessen Ostseite (auf der Westseite sind keine Salzmassen zu sehen, sondern an deren Stelle nur kreidige Gipsmergel und Schotter), grossenteils bläuliche, reine Salzfelsen, die senkrecht zerklüftet erscheinen und reich an Höhlungen sind. Bei 30—45 *m* Höhe hört die feste Salzmasse auf, und nun folgt bis zum abgeplatteten, von Schloten durchlochten, 180 *m* hohen Gipfel des Hügels eine 125—140 *m* mächtige Decke von Gips und weissen bis grünlich-grauen, gipshaltigen, dünn und eben geschichteten, kreidigen Mergeln oder »Tuffstein« [1]), der erfüllt und übersät ist mit eckigen Dolomit- und Feuersteinsplittern und abgerundeten Geröllen. Diese Deckengebilde, die auch an dem Ostgehänge infolge Absinkens das liegende Steinsalzlager z. T. verhüllen, sind identisch mit den Terrassenablagerungen im S, W und O des T. M., mit denen sie auch im SO des Berges direkt zusammenhängen.«

Über die Ursachen, weshalb die Salzlager sich auf die heutige südliche Bucht beschränken, führt Verfasser zwei Hypothesen an, ohne sich für eine derselben zu entscheiden. Während der zweiten Eiszeit fanden Zuführungen neuer Mengen von Wasser, Kalksalzen und Schotter statt, und infolge dessen entstand ein abermaliger Absatz von Gips, weissem Kalkmergel und Geröllmassen, welche Schichten aber als Decke das liegende Steinsalz vor Zerstörung geschützt haben. »Mit der Bildung dieser diluvialen kreidigen Gipsmergel und Schotter, die wir nach dem Vorgange von Lartet von jetzt an kurz als Lisanschichten bezeichnen wollen, treten wir in die zweite feuchte Diluvialphase, die zweite Eiszeit, ein.

Vermehrte Niederschläge führten eine Vereinigung der beiden oben angenommenen Seeteile und eine neue Ausdehnung des Jordansees herbei. Die Salzlager wurden unter Brackwasserschichten begraben, welche vornehmlich in einer Höhe von 180—210 *m* über dem heutigen Seespiegel eine Terrasse bildeten. Die erwähnte Terrasse des Gipfels des Dsch. Usdum ist von allen im Totenmeergebiete vorhandenen Terrassen die auffallendste und beständigste.«

Es folgte nun in der zweiten Interglazialzeit eine Epoche des Rückzuges der Gewässer. „Aus dieser Epoche der Lössbildung in Deutschland, in der der prähistorische Mensch zuerst erschienen ist, kennt Verf. an der Oberfläche des Jordangebietes bis jetzt keine Reste. Es muss diese Epoche eine Zeit der Erosion der bisherigen Seeabsätze durch einschneidende Flüsse, der lokalen Ausfurchung und Tieferlegung der Thalbetten gewesen sein. Möglich, ja wahrscheinlich ist es, dass diese Tieferlegung des Thalbodens in jener Zeit sich auch auf den heutigen Seeuntergrund erstreckte, dass der nördliche, grössere Teil des T. M. damals erst wenn nicht angelegt wurde, so doch seine jetzige Tiefe erhielt, und zwar durch weitern Einsturz.

---

[1]) Der Djebel Esdoum, das Salzgebirge von Sodom, von E. L. S. (Mitth. d. k. k. geogr. Ges. Wien. 16. 1873.)

Auch echt vulkanische Ereignisse, Ergüsse von Lavaströmen, fallen in jene spätdiluviale Epoche. Durch Noetling's[1]) Untersuchungen wissen wir, dass sich bald nach der Ablagerung der Lisänschichten der Hochterrasse im S des Tiberiassees das Jarmukthal hinab ein gewaltiger Lavastrom ergoss, der sich vor der Mündung des Jarmukthales auf der bereits trockengelegten Jordanebene ausbreitete. In der folgenden Erosionperiode wurde dann dieser Lavastrom, der das Thal ausgefüllt hatte, wieder erodiert und in dem neu entstandenen Thale wurden »altalluviale Geröllmassen« abgesetzt. Letztere könnten sehr wohl unserer jungdiluvialen Niederterrasse entsprechen. So wie im Wādi Jarmuk scheinen damals auch im Osten des Toten Meeres gerade in der Umgebung des nördlichen Beckens in jener Zeit vulkanische Eruptionen sich vollzogen zu haben, die der Mensch nicht mehr erlebte.

Auf der Westseite des Toten Meeres und südlichen Jordanthales und auf dem ganzen Ostabfalle des Plateaus von Judäa und Samaria bis zum Nahr Dschalūd giebt es nirgends Anzeichen von ehemaligen vulkanischen Eruptionen in Gestalt von Lava, Schlacke, Asche, trotz aller entgegenstehenden Angaben der nicht geologisch geschulten Besucher.

Während der dritten Eiszeit folgte eine abermalige Wasseransammlung innerhalb des breiten Thales und die Bildung der durch ihre grosse Flächenausdehnung wichtigsten, dritten oder tiefsten Diluvialterrasse. „Sie spielt sowohl in der Umrandung des Toten Meeres, besonders bei Masada und an der östlichen Basis der Lisänhalbinsel, als auch im Jordanthale eine grosse Rolle. Dort erscheint sie als ein endloses Gewirr von blendendweissen Tafelbergen, getrennt durch tiefe Schluchten, hier als einförmige, wüste Ebene, die auf der einen Seite mit steilem Gehänge zu der fruchtbaren, reich bewässerten Alluvialebene des Jordans abfällt. Von diesem Aussenrande, der im Süden nahe der Flussmündung etwa 50 *m* über dem Toten Meere gelegen ist, steigt sie langsam bis zu 150 *m* Höhe empor, um am Fusse der hier steil abgeböschten Hochterrasse zu endigen. Hier an dem durch seinen einspringenden Winkel kenntlichen Innenrande der Terrasse befand sich einst das Ufer des Sees der Niederterrasse, und die Brandung der Wogen unterwühlte während der Periode des hohen Wasserstandes das Gestade, die Böschung der Hochterrasse.

In ihrer Beschaffenheit entsprechen die Schichten der jüngsten Diluvialterrasse ganz denen der ältern, nur führen sie weniger grobe Gerölle. Ausser durch ihren regelmässigen, fein verteilten Gips- und Salzgehalt zeichnen sich die Lisänschichten speziell der Niederterrasse noch durch das unregelmässige Vorkommen von Schwefel und Asphalt aus.

Die Zerstörung der einstigen Diluvialmassen im Süden des Sees durch ein mit Erdbeben verbundenes Einsinken, der Untergang von Sodom und Gomorrha ist ein Ereignis aus dem Anfange der Alluvial- oder Postglazialepoche. Dieser letzte Abschnitt der Quartärperiode, der mit der historischen oder Jetztzeit zusammenfällt, stellt eine dritte Interglazialzeit dar, eine Trockenperiode, in welcher, wie in den vergangenen, die Gewässer zu einer so schweren Lauge konzentriert sind, dass wieder chemische Niederschläge im See vorherrschen, und die mechanischen Sedimente zurücktreten. Dem Alluvium fällt die Bildung der tiefsten Terrasse zu, das Thal des Jordans im engsten Sinne, das heute noch vom Flusse bei Hochfluten zum Teile überflutet wird, und das die üppigen tropischen Galleriewälder trägt. Am Toten Meere gehören hierher die niedrig gelegenen Uferpartien, die von der durch das ausgeworfene Treibholz gebildeten, zusammenhängenden Flutmarke so deutlich umkränzt sind. Im Süden aber finden wir die Schlammabsätze des Alluviums in der charakteristischen Sebcha, die bei

[1]) Üb. d. Lagerungsverh. einer quartären Fauna im Gebiete d. Jordanthales. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 28. 1886. p. 820, und Geol. Skizze d. Umgegend v. el-Hammi, Z. d. D. P.-V. X. p. 87.

ihrer geringen Höhe noch ganz der Hochflutregion des Sees zufällt und, wie es scheint, teilweise direkt ohne Vermittlung durch eine Niederterrasse an den plötzlichen Abfall der Hochterrasse anstösst. Ob der hier einst erfolgte Einbruch der Hochterrasse direkt mit dem in der Alluvialzeit erfolgten Untergange von Sodom in Zusammenhang zu bringen ist, bleibe dahingestellt.

Der Untergang der ältesten bis jetzt bekannten menschlichen Kultur im Jordangebiete mit den vier Städten Sodom, Gomorrha, Adama und Zebojim wird uns in der Genesis als ein furchtbares Ereignis geschildert, dessen Erinnerung sich durch Tradition von Geschlecht zu Geschlecht auch ohne schriftliche Aufzeichnung, ähnlich wie diejenige der prähistorischen Sintflut, erhalten konnte. Exegeten aller Nationen haben wiederholt sich dieses Themas bemächtigt und dabei oft die Erzählung des Alten Testamentes nach ihrem Verständnisse umgedeutet, ja einige geschilderte Einzelheiten oder sogar das ganze Ereignis für eine Unmöglichkeit erklärt. Für den kritischen Geologen stellt sich die Sache, soweit sie überhaupt genau zu verfolgen ist, höchst einfach.

Es war zunächst eine plötzliche Bewegung der den Thalboden bildenden Scholle der Erdkruste im Süden des Toten Meeres nach unten, ein selbstverständlich mit einer Katastrophe oder Erdbeben verbundenes Einsinken längs einer oder mehrerer Spalten, wodurch die Städte zerstört und »umgekehrt« wurden, so dass nun das Salzmeer davon Besitz ergreifen konnte. Dass letzteres überhaupt vorher noch nicht existiert habe, und der Jordan damals ins Rote Meer geflossen sei, widerspricht vollständig allen geologischen und sonstigen naturwissenschaftlichen Feststellungen von der Beschaffenheit des ganzen Gebietes, die sich nun einmal durch dialektische Künste nicht wegleugnen lassen.

Von einer vulkanischen Eruption, dem Ausbruche eines Vulkanes unter den Füssen der Sodomiter oder dem Ergusse eines glühenden Lavastromes, kann auch im Ernste nicht die Rede sein. Eher noch ist der Fall diskutierbar, dass der grosse nördliche, bis 399 *m* tiefe Teil des Sees erst damals sich eingesenkt habe. Dagegen spricht aber die Erwägung, dass bei einer so gewaltigen plötzlichen Raumvergrösserung und Vertiefung des bis dahin auf die südliche Region beschränkten Seebeckens in so jugendlicher Zeit auch ein schärferer Unterschied innerhalb der jüngsten Terrassen des Sees sich hätte ausprägen müssen, da ja als Folge davon das Wasserniveau auf einmal so beträchtlich sank. Der Gegensatz zwischen unserer Niederterrasse z. B. und dem Alluvium aber ist keineswegs so erheblich, als wie ihn eine plötzliche Entstehung und Ausfüllung des nördlichen Beckens zur Folge gehabt hätte. Die Katastrophe hatte im Vergleiche zu frühern Ereignissen relativ geringe Dimensionen und bestand in einer Senkung des ehemaligen südlichen Uferlandes um allerhöchstens 100 *m*. Die über die Städte so hereinbrechenden Wogen konnten dann die Ausebnung des Terrains weiter mit der Zeit herbeiführen."

»Ich denke mir«, fährt Dr. Blanckenhorn fort »in der alluvialen Zeit Sodoms gerade den nördlichen Hauptteil des Sees als existierend, während an Stelle der südlichen seichten Bucht (1—6 *m* tief) von der Lisānhalbinsel an fruchtbares Uferland, das Ende des Thales Siddim, sich befand, das vielleicht in dem nördlichen einspringenden Winkel der Lisānhalbinsel mündete. Der Dsch. Usdum konnte damals vielleicht noch mit dem Hügel im Westen des Lisan zusammenhängen.

Auch das vorherrschende Auftreten des Asphalts in der Umgebung des südlichen Teiles spricht für die Annahme der Lage des Thals Siddim mit seinen Pechbrunnen im Süden. Die Landschaft »Sittim« (Josua 2, 1 und 3, 1; Joel 3, 23) am untern Jordan, aus der die Israeliten unter Josua auszogen über den Jordan, hat mit Siddim gar nichts (auch sprachlich nicht) gemein, ebenso wie die Jesaia 16, 5 und Jeremia 48, 34 in Verbindung mit Zoar genannten Wasser zu Nimrim (höchst wahrscheinlich = Bennamerium des Hieronymus = Wādi Numara im SO des Toten

Meeres im Lande Moab[1]) mit dem heutigen Wādi Nimrin am alten Bet Nimra im Norden des Toten Meeres.

Dass die Pentapolis einst im Süden, das heisst an der Stelle der Sebcha oder auch der südlichen Seebucht gelegen hat, beweist schliesslich noch die höchst wahrscheinliche Lage von Zoar, des alten, der Vernichtung entgangenen Ortes im SO des Toten Meeres.

Die sodomitische Erdbebenkatastrophe wird übrigens nicht nur im Alten Testamente, sondern auch von griechischen und römischen Schriftstellern erwähnt, und hier zum Teile in Verbindung gebracht mit einer Auswanderung, bezw. Trennung dort wohnender Volksstämme. Das passt insofern zu dem Genesisberichte, als darin das Aufkommen und die Trennung der Moabiter und Ammoniter als eine Folge des Ereignisses geschildert wird. Nach Justin hatte mit dieser Katastrophe die Entstehungsgeschichte der verschiedenen Abzweigungen auch der kanaanäischen Menschheit begonnen. Er berichtet in seinen Auszügen aus dem Geschichtswerke des Pompejus Trogus: »Das Volk der Tyrier stammt von Phöniziern ab, welche, durch ein Erdbeben in Unruhe versetzt, ihre erste Heimat an dem syrischen Binnensee verliessen, bald darauf am nächsten Gestade des Meeres sich ansiedelten und eine Stadt erbauten, die sie wegen des Reichtumes an Fischen Sidon nannten«[2]). Der abflusslose See syrium stagnum wäre nach Jos. Bunsen das Tote Meer, das Erdbeben der Untergang der Städte Sodom und Gomorrha. Der »Erzählung vom Untergange dieser Städte liegt augenscheinlich unter anderem die Vorstellung zu Grunde, dass in jener Gegend vor undenklichen Zeiten eine höhere Kultur bestand als in geschichtlicher Zeit, und die andern Volksstämmen angehörte als denjenigen, die in geschichtlicher Zeit dort wohnten«. Pietschmann bringt mit dieser Angabe Justin's die Herodot's von der Herkunft der Phönizier vom erythräischen Meere in Verbindung. »Herodot hörte vielleicht von einem binnenwärts gelegenen Meere und hielt das, da er sonst keins kannte, für das erythräische.«

An Erdbeben hat es in der Bruchzone des Jordanthales auch in der Folgezeit nach dem Untergange Sodoms nicht gefehlt, wenn auch seitdem keine so schreckenerzeugende Katastrophe eingetreten ist. Bei all diesen Erdbeben hat sich nun, wie schon Strabo und Diodor berichten, die Eigentümlichkeit gezeigt, dass Massen von Asphalt unter blasenartigem Aufquellen des Wassers aus der Tiefe des Sees an die Oberfläche stiegen, wo sie durch den Wind allmählich dem Ufer zugetrieben wurden. Bei solchen Gelegenheiten, wie zum Beispiele bei den Erdbeben in den Jahren 1834 und 1837, haben die umwohnenden Beduinen durch Herbeischwimmen oder vermittelst Flössen oft ungeheure Mengen von Asphalt in Sicherheit gebracht und verkauft.

Die Erdbeben sind hier wie in allen zerklüfteten Schollengebirgen meist tektonischer Art, das heisst sie hängen mit Bewegungen von Schollen der Erdkruste an Spalten zusammen. Dazu kommen allerdings noch Einstürze des Oberflächenbodens infolge unterirdischer Aushöhlungen oder Auslaugung von Gips-, Kochsalz- und Kalklagern; doch sind solche nur von lokaler, mehr untergeordneter Bedeutung. Der grosse gleichmässige und zugleich schnelle Einsturz im Süden des Toten Meeres lässt sich kaum als blosse Folge einer Auslaugung des dort einst neben dem Dschebel Usdum befindlichen Steinsalzlagers erklären.

Solche grossen tektonischen Beben geben nun den in der Tiefe eingeschlossenen Gasen, Thermen, petroleum- und asphaltartigen Massen, ebenso wie auch den etwaigen feuerflüssigen Lavamassen besonders günstige Ge-

---

[1]) Beachtenswert sind in dieser Beziehung die Angaben bei Tristram, Land of Moab. p. 57.

[2]) Pietschmann, Geschichte der Phönizier in Oncken's Allgem. Geschichte in Einzeldarstellungen. 1889. p. 114 ff.

legenheit, durch die frisch geöffnete Gasse der Spalten emporzudringen zum Lichte des Tages. In erster Linie waren es jedenfalls Gase, und zwar, Kohlenwasserstoffe und Schwefelwasserstoff, welche, durch die einsinkende Erdscholle zusammengepresst, den Ausweg benutzten. Beide sauerstofffreie Gasarten aber sind brennbar, und die ersten ausserdem leicht entzündlich, ja können sich unter Umständen selbst entzünden, wie das in der Natur oft beobachtet ist. Ein zündender Blitzstrahl, wie er durch Psalm 11, 6, sowie Tacitus hist. V, 5 und Josephus bell. jud. IV. 8. 4 nahegelegt wird, ist nicht unbedingt nötig, um die Flamme hervorzurufen, wenn auch das Auftreten eines Gewitters keineswegs ausgeschlossen sein soll, wie solches ja oft mit Erdbeben und vulkanischen Eruptionen (am Vesuv) gleichzeitig verbunden ist. Jedenfalls konnte die ganze Luft über der geöffneten Spalte leicht plötzlich in Flammen stehen, und die verheerende Katastrophe brach mit doppelter Gewalt über die unglücklichen »Einwohner der Städte und was auf dem Lande gewachsen war« herein. Mit den Gasen aber mochte ganz wie auch bei den heutigen Erdbeben zugleich Asphalt und vielleicht Petroleum emporgestiegen sein, was natürlich ebenfalls in Brand geriet. Bei deren Verbrennung stieg Rauch auf, den Abraham vom Judäaplateau her erblickt haben soll, und der aussah wie ein »Rauch vom Ofen«. Zugleich wird sich ein starker Schwefelgeruch entwickelt haben, Schwefeldioxydgas oder schweflige Säure, die bei der Verbrennung des Schwefelwasserstoffes entstand. Da nun die sonstigen atmosphärischen Erscheinungen, wie Regen, Hagel und Schnee, von oben herabzukommen pflegen, so sagt die Erzählung Gen. 19, 24, dass es Schwefel und Feuer »vom Himmel herab« auf Sodom und Gomorrha »geregnet« habe.

Dass Bruchspalten, wie diejenige im Osten des Dschebel Usdum, in der Tiefe vorhanden sind und auch unter dem Toten Meere durchgehen, bedarf keines Beweises mehr. Es fragt sich höchstens, wie viele und wo. Molineux hat bei seiner kurzen Beschiffung des Toten Meeres im Jahre 1847 in dieser Beziehung eine höchst interessante Beobachtung gemacht, die uns für die Lage einer solchen submarinen Spalte Anhalt giebt. »Die ganze Länge des Sees, fast von Norden und nach Süden in gerader Linie, war an der Oberfläche ein breiter Streifen von Schaum, der nicht etwa vom Jordaneinflusse ausging, sondern einige englische Meilen westlich davon seinen Anfang nahm und in konstantem Aufblähen und anhaltend blasiger Bewegung gleich einem reissenden Strome die stille Wasserfläche durchzog. Zwei Nächte bemerkte man, zu Schiffe diesem weissen Schaumstreifen nahe bleibend, über demselben in der Luft gleichfalls einen weissen Streifen, gleich einer Wolke, die ebenso in der geraden Linie von Norden nach Süden so weit zog, als das Auge reichte« [1]).

Diese Thermen- und Asphaltspalte, die sich unter dem Wasser durch einen Böschungswechsel im Untergrunde kennzeichnet, würde in ihrer südlichen Verlängerung zwischen dem Vorsprunge der Lisânhalbinsel und der Westküste durchlaufen und dann im Westen des Dsch. Usdum der Mündung des Wadi el-Muhauwat zustreben, wo sie die eingesunkene schmale Senonscholle in dessen Delta östlich begrenzen könnte. Mit dieser Hypothese steht es in einem gewissen Einklange, wenn Burckhardt nach Erkundigungen angiebt, dass an der Furt zwischen dem Lisan- und dem Westufer das Wasser an einigen Stellen »ganz heiss« sei, und der »Seegrund ganz rote Erde zeige, daher er meint, hier möchten heisse Quellen im seichten Wasser sein« [2]). Es wäre zu wünschen, dass solche Beobachtungen bestätigt und ergänzt würden.«

---

[1]) Ritter, Die Erdkunde 15. Th. S. 2. 1850. p. 706.

[2]) Burckhardt, Trav. p. 394; bei Gesenius II. 664; s. Robinson, Pal. II. 470. — Ritter, Erdkunde l. c. p. 698.

Das Laibacher Moor schilderte J. Petkovšek [1]). Es erstreckt sich von Laibach bis Franzdorf und umfasst bei 20000 *ha*. »Die ganze Ebene, welche von Lunzersandstein, dann von den Raiblerschichten und Triaskalken und Dolomiten eingeschlossen ist, bildet ein zusammenhängendes Moorland in einem Becken, welches vor 50 Jahren noch durchschnittlich beinahe vier Monate ganz mit Wasser überschwemmt war. Durch die seit 50 Jahren ausgeführten Entwässerungskanäle aber hat sich das Laibacher Moor so bedeutend geändert, dass es nur wenig den Schilderungen aus frühern Zeiten gleicht. Ganz unzugängliche Stellen giebt es nicht mehr, und infolge der gegenwärtig leichtern Zugänglichkeit und der grössern Trockenlegung hat sich die Ausnutzung des Moorgrundes allenthalben gesteigert. Die fruchtbarsten Wiesen und Felder liegen heute auf Torfgründen.

Der Untergrund des Laibacher Moores ist meist ein zäher, bläulichgrauer oder gelber Thon, seltener Sand; nur die Uferdämme der Laibach, welche oft 3 bis 4 *m* über den normalen Wasserstand des zwischen Laibach und Ober-Laibach hinziehenden Flusses hervorragen, bestehen aus einem rötlichbraunen Lehm, der jedenfalls in dem nahen Karstgebiete entstand, nach und nach aber durch die unterirdische Laibach und andere Wasserläufe weggeschwemmt und an den Uferwänden abgelagert wurde. Dass dieser Lehm nichts anderes ist als ein Residuum des Laibacher Flusses, beweist der Umstand, dass sich die Felswände vom Ufer aus langsam auskeilen. Der Lehm selbst ist ein chemischer Absatz der korrodierenden Thätigkeit des in Spalten, Klüften und Höhlen des nahen Kalkgebirges zirkulierenden kohlensäurehaltigen Wassers.

Das genetische Moment dieser stark eisenhaltigen Lehmbildung tritt in den Lehmgruben bei Ober-Laibach insofern rein hervor, weil hier die Ablagerungsstätte wohl niemals von einem andern Wasser überschwemmt wurde als dem Höhlenwasser des nahen Karstes. Der Lehm selbst liefert ein vorzügliches Ziegelwarenmaterial.

In Österreich-Ungarn treten die Moore entweder in schmalen, flachen Thalrinnen von bedeutender Erstreckung in muldenartigen Vertiefungen oder in beckenförmigen Niederungen der ehemaligen Seen auf. Das Laibacher Moor repräsentiert ein Moorbecken. Jener See, aus welchem das Moor hervorgegangen ist, kommunizierte während der neogenen Tertiärperiode und auch noch zu Beginn der Diluvialzeit mit dem grossen vorgeschichtlichen See des Laibacher Beckens und mag aller Wahrscheinlichkeit nach eine Art Seebucht gewesen sein, die sich erst während der Alluvialzeit infolge der durch eine Senkung des Terrains hervorgerufenen Wasserstauung mit Pflanzenresten anfüllte, welcher Umstand besonders durch das geringe Gefälle der Laibach begünstigt wurde. Während der uranfänglichen Versumpfungs- und Vertorfungsperiode verlor sich

[1]) Umlauft's Rundschau f. Geographie. 19. p. 21 u. ff.

die bei Ober-Laibach entspringende Laibach in dem grossen Moorbecken, um möglicherweise an der Stelle des jetzigen Flussgerinnes zwischen dem Laibacher Schlossberg und Tivoli gleichsam von neuem wieder zu entspringen. Nachdem die Vertorfung eine gewisse Höhe erreicht hatte, entstand nach und nach, wie deutliche Spuren alter Wasserläufe noch heute beweisen, ein ganzes Wassernetz von natürlichen Kanälen, aus welchen schliesslich der gegenwärtige Flusslauf der Laibach hervorging. Ein altes Flussbett, über welches eine hölzerne Südbahnbrücke führt, ist noch heute zwischen Beuke und Podpeč auffallend gut erhalten. Die natürlichen Wassergräben, welche sich bis zum heutigen Tage erhalten haben, sind teils modifiziert, teils trocken gelegt worden.

Die Speisung des Laibacher Morastes erfolgt teils durch das Regen- und Schneewasser, welches in dem undurchlässigen Boden als Grundwasser zurückbleibt, teils durch die Hochwässer der Laibach und die Quellwässer, welche letztere als seltene Erscheinung mitten im Torfgrunde auftreten und den Torfbewohnern ein halbwegs geniessbares Trinkwasser liefern. Wird aber in der Nähe einer derartigen »Moorquelle« ein tiefer Graben gezogen, so verschwindet diese Quelle alsbald, und die Leute suchen dann durch Anbohrung des festen Grundes an andern Stellen nach Trinkwasser. Das Wasser ist ziemlich hart, weil bei der Torfbildung sich fortwährend Kohlensäure erzeugt. Ein Teil dieser Kohlensäure bleibt im Wasser gelöst, und hieraus erklärt es sich, warum die Gewässer, welche durch Torflager fliessen und an tiefern Stellen als Quellen wieder zum Vorscheine kommen, oft so viel Kohlensäure enthalten, dass sie als Mineralwässer (Säuerlinge) gebraucht werden könnten.«

Die Mächtigkeit des Moores ist sehr ungleich, aber nirgends über 3 *m*, am geringsten ist sie in der Nähe der das Becken umfassenden Gebirge.

12. Gletscher- und Glazialphysik.

Die Gletscherlawine an der Altels am Gemmipasse. Am 11. September 1895 stürzte dort in 3000 bis 3300 *m* Höhe ein gewaltiges Stück eines Hängegletschers ab, verschüttete mit den Eistrümmern die auf Berner Gebiet liegende Spitalmatte samt der Alpe Winteregg und tötete 6 Menschen, sowie 169 Stück Vieh. Im Auftrage der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft hat Prof. Heim den Vorgang untersucht und darüber berichtet[1]).

Der Berg besteht aus Oberem Jura (Hochgebirgskalk), dessen Schichten ca. 30° nach Nordwesten abfallen und nach Südosten in steilen Wänden quer abbrechen. Zwei Seiten der dreikantigen

[1]) Neujahrsblatt 98 der Naturforschenden Ges. in Zürich. Der Text oben nach dem Referat von Tarnuzzer in der Deutschen Rundschau. 18. p. 319.

Pyramide des Altels zeigen die quer abgebrochenen Schichtköpfe, während die dritte aus Schichtflächen besteht und den Scheitelfirn trägt. Die Sturzbahn der Gletscherlawine vom Scheitelfirn bis in den Thalboden der Spitalmatte wird durch diese ca. 30° geneigten Schichtflächen gebildet, die Anprallwand auf der entgegengesetzten Seite des Spitalmattekessels durch die Schichtenköpfe der Kreidekalke (Ueschinengrat).

Auf diesen schiefen Schichtplatten stürzte, nachdem sich ein von keinem menschlichen Auge vorher geschauter Anriss von der Form eines annähernd parabolischen Gewölbes gebildet hatte, eine Eismasse von etwa 4500000 *cbm* ab, fuhr über einige Felsabsätze, erreichte die flache Terrasse der »Tatelen«, ging zwischen zwei Rinnen über einen Felskopf hinaus und überschoss in freiem Fluge durch die Luft zum Teile den Fuss der Steilwand, der unberührt und geschützt geblieben ist. Diese Sturzbahn bis zum Beginne der Ablagerung hat 1440 *m* Höhe bei 3255 *m* Länge und einer Böschung von im ganzen 27°. Sie ist nicht völlig geradlinig. Der Stromstrich der Lawine war oben bis 600 *m* breit und reduzierte sich in der Rinne der »Tatelen« auf 250 *m* Breite. Die Zeit, welche der Eisstrom brauchte, um die Bahn zu durchlaufen, beträgt ca. 60^s; dabei ist die mittlere Geschwindigkeit zu 50 *m* angenommen, was die Geschwindigkeit eines Schnellzuges um das Dreifache übertrifft.

Etwa die Hälfte der Eismassen im Ablagerungsgebiete besteht aus reinen Trümmern von Gletscher- und Firneis, deren Grösse selten mehr als $^1/_2$ *m* Durchmesser erreicht. Die Mehrzahl erreicht kaum Faustgrösse; dazwischen liegen viele kopfgrosse Eisblöcke, die meist gut gerundet sind. Die Grundmasse besteht zum kleinsten Teile aus Firnschnee, meist aus Gletscher- und Firneispulver. Das Eiskonglomerat war ziemlich fest, schon bevor Frost eingetreten war, und diese Verfestigung fand, ähnlich wie bei den Grundlawinen, durch den innern Druck der Masse im Momente des Stillstehens statt, indem jener zur Regelation nach dem Experimente mit dem Schneeballe führte. Diese Beschaffenheit zeigt das Lawinenmaterial im ganzen Ablagerungsgebiete in gleicher Weise. Der Steingehalt dürfte im Durchschnitte nicht über 1 bis 2% betragen; er ist etwas grösser in den seitlichen Zonen der Lawine, während der mittlere Hauptstrich ärmer an Gesteinseinschlüssen ist und darum schon in der Entfernung heller erscheint. Fremde Einschlüsse fehlen dem Eiskonglomerate fast ganz; da die Lawine den Untergrund nicht aufgeschürft hat, so enthält jenes an Rasenfetzen, Sträuchern und Humuserde gar wenig. Was die Lagerung betrifft, so erscheint es merkwürdig, dass das Eiskonglomerat im grossen und ganzen als eine fast gleichförmige Schicht auf dem Boden der Spitalmatte ausgebreitet liegt. Der von hier der Kander zueilende Schwarzbach wurde weder länger gestaut, noch abgelenkt. Meist beträgt die Dicke des Eiskonglomerates 4 bis 5 *m*.

Da die Lawine einen gewaltigen Überschuss an lebendiger Kraft hatte, wäre es möglich gewesen, dass sie noch stundenweit in einem ihrem Hauptstriche entsprechenden Thale vorgedrungen wäre. Aber quer vor der Sturzbahn erhebt sich der Ueschinengrat als eine Wand, die ca. 400 *m* über die Thalfurche emporsteigt. Die Lawine brandete hier hinauf bis 320 *m* hoch und bekleisterte sie mit Eiskonglomerat. Da aber die Wand zu steil war, als dass sie hätte darauf stehen können, so stürzte die Brandungswelle auf den Lawinenstrom zurück und blieb hier als zurückgeworfene Brandungswelle stehen, wie dies auch bei grossen Bergstürzen beobachtet wird. Hier ist das Eiskonglomerat lockerer und höckeriger gelagert, die Fluidalstreifen der Lawinenmasse, die in ruhigen Linien sanft fächerförmig auseinander gehen, ziehen sich unter diese neuen Trümmer hinein; zudem erscheint das Eiskonglomerat viel dicker, stellenweise bis zu 15 *m*, da es doppelt gelagert ist. Eine andere Unregelmässigkeit in der Lagerung der Lawine verursachten die Rückströme: bei stärkerem Steigen des Untergrundes konnte die einheitlich hinaufgefahrene Lawine nicht stille stehen; es entstanden Abrisse, von denen aus rückwärts gehende Eistrümmerströme sich entwickelten. Am Fusse der Steilböschung häufte sich so der Rückstrom in lockern Wulsten an, ganz wie wir dies von Schutt- und kleinern Schneerutschungen im Gebirge her kennen. Einer der Rückströme ist fast 700 *m* lang; er gewährt ganz den Anblick eines kleinen Gletschers oder Schuttstromes und zeigt einen hohen und moränenförmigen Uferwall, der an einigen Stellen doppelt und dreifach angelegt ist. Am rechten Ufer dieses Rückstromes stauten sich teilweise seine Randmassen an einer höhern Terrasse und »scheerten« sich dadurch vom übrigen Strome ab, der dann an den Scheerklüften vorbeiglitt und dieselben mit Rutschstreifen furchte. In den seitlichen Regionen von Grundlawinen, von Rutschungen lehmigen Schuttes und in den Randpartien der Eismassen bei Eisgängen der Flüsse trifft man solche gestreifte Scheer- oder Gleitflächen ebenfalls häufig. Die ganze von Eiskonglomerat überschüttete Fläche wird von Heim auf 1 *qkm* geschätzt.

Rings um die Lawine zieht sich ein Streifen, auf welchem Eisgerölle und Eisstaub den Boden nicht mehr geschlossen bedecken; Heim nennt ihn die Spritzzone. Die Art der Eisverteilung in ihr zeigt, dass das Eiskonglomerat nicht direkt hierhergeströmt, sondern geblasen worden ist. Im Ablagerungsgebiete der Lawine finden sich an deren Oberfläche massenhaft isolierte, weisse, rein abgeriebene Eiskugeln verstreut, deren Entstehung man nur dadurch erklären kann, dass der vom Strome mitgerissene Windschlag an dessen Oberfläche viel Eisstaub ausblies und die eingeschlossenen Eisgerölle blosslegte, wozu noch die Abschmelzung trat, die den porösen Eisstaub rascher als die Eiskugeln verschwinden machte. In der Spritzzone liegen die weissen, im Mittel kopfgrossen Eisgerölle, zwischen denen am Boden, gleichsam fest angedrückt, eine Rinde von schmutzigem Eisstaube erscheint, nie dicht. Auf den Strecken, wo

die Grenze zwischen Lawine und Spritzzone nicht verwischt ist, liegt der Eisstaub 1.5 bis 0.5 *m*, im weitesten Teile der Fläche jedoch nur wenige Centimeter dick.

Die Richtung des Windschlages stellt sich in der Spritzzone als Fächer dar, der von einem Mittelpunkte am Fusse eines Felskopfes der »Tatelen« ausgeht. Die Streifung der Spritzzone aber strahlt nicht von einem Mittelpunkte in der Sturzbahn, sondern vom Fusse derselben, d. h. von derjenigen Stelle als Fluchtpunkt aus, wo die Lawine über den Felskopf der »Tatelen« herunter frei durch die Luft geflogen kam. Die Lawine quetschte hier die Luft unter sich zusammen, und diese flog radial auseinander. Sie riss an der Unterfläche der Lawine deren gelockerte Teile mit sich und verspritzte sie in radialer Richtung. Dabei fand eine Sonderung des Materiales statt: das Eismehl wurde vom Windschlage über die ganze Spritzzone verteilt, die kompakten Eisgerölle wurden vom Eismehl freigeblasen und vereinzelt über die Fläche gestreut. Der Autor macht es wahrscheinlich, dass die isolierten Eiskugeln auf der Lawine an deren Oberfläche durch den Wind freigeblasen, diejenigen der Spritzzone aber vorherrsehend an der Unterseite im Moment, bevor die Lawine auf den Boden aufschlug, weggeblasen wurden. Die Beobachtung des Freiblasens der Eisgerölle durch den vom Windschlage bewegten Eisstaub bei einer Gletscherlawine ist unseres Wissens hier zum ersten Male konstatiert worden.

Die Spritzzone hat nur einen geringen Steingehalt; in einigen Strichen aber enthält sie mehr Gesteinsmaterial als die Lawine, vielleicht deshalb, weil ihr Material von der Unterfläche und den Randpartien der Lawine stammt. Von andern Wirkungen des Windschlages sind diejenigen auf die Alphütten, Tiere und den Wald zu erwähnen. Balken der Hüttentrümmer wurden auf die gegenüberliegende Thalseite, den Ueschinengrat, 440 *m* über den Thalboden, hinaufgeworfen. Ebenso Tierleichen, von denen viele ganz unverletzt waren; sie wurden vom Windschlag unter der Lawine herausgeworfen und vor derselben an den Grat hinaufgeschleudert. »Sie flogen vor der Lawine her wie die Herbstblätter vor dem Sturme«; für manche derselben beträgt die Wurfdistanz 500 bis 1000 *m*, die Wurfhöhe 250 bis 350 *m*. Von Arven (Pinus Cembra) und Lärchen, welche auf den Hügeln im südwestlichen Teile der Spitalmatte einen herrlichen alten Bestand gebildet, wurden ca. 1000 Stämme in parallelen Reihen niedergelegt. Die Richtungen konvergieren alle mit dem Wurzelende nach der gleichen Stelle hin, von der aus die Eisstaubstreifen ergehen, und nehmen also Teil an der gleichen fächerförmigen Anordnung der sämtlichen Windspuren in der Spritzzone. Hier konstatiert Prof. Heim eine weitere neue Wirkung des Eisstaubgebläses: Die scharfen, eckigen Eissplitter und der Gesteinsstaub wirkten, vom Windschlage bewegt, wie eine Feile und schälten die Rinde der Stämme und Wurzeln bis ins weisse Holz hinein ab. Es ist darum nicht zu verwundern, wenn man in der Spritzzone die

abgefegte Rinde nicht in Fetzen herumliegen sieht; sie ist im Gegenteile sägemehlartig zerstäubt worden. Da die dem Winde zugekehrten Wurzelstöcke an der Unterseite geschält, die Wurzelstocklöcher mit Eismehl verkleistert und oft nur die Stossseiten der Äste geschält sind, so muss das Eisstaubgebläse hauptsächlich nach dem Waldwurfe gearbeitet haben. Die intensive Arbeit aber kann nur kurze Zeit angedauert haben.

Heim berechnet als Masse der Spritzzone: 2170 *m* grösster Durchmesser und 910 000 *qm* Fläche. Das ganze Ablagerungsgebiet, Lawine und Spritzzone, nimmt eine Fläche von 1 910 000 *qm*, also beinahe 2 *qkm* ein. Abrissgebiet und Sturzbahn mitgerechnet, ergiebt sich für die gesamte von der Gletscherlawine an der Altels betroffene Grundrissfläche etwas über 3.5 *qkm*. Das Volumen des Gletschersturzes beträgt etwa den sechsten Teil der beim Goldauer Bergsturze von 1806 abgelösten Masse.

Wir übergehen den sechsten Abschnitt der Schrift: »Die mechanischen Masse« überschrieben, und wollen nur noch des Zusammenhanges des Sturzes von 1895 mit einem ähnlichen Gletscherbruche an der Altels vom 18. August 1782 erwähnen. Ebel (1793) und Gerh. Phil. H. Normann (1798), sowie das Totenbuch der Gemeinde Leuk im Wallis sprechen davon. Damals kamen durch einen Gletschersturz, der die ganze Spitalmatte bis zu den Winteregghütten verwüstete, 4 Menschen, 65 Rinder und 20 Schafe ums Leben. Auch damals schlug die Verwüstung weit an den gegenüberliegenden Ueschinengrat hinauf, und wurden Rinder durch die Luft hingetrieben. Der Schwarzbach aber erfuhr ebenfalls keine gefährliche Stauung. Bei der Gletscherlawine von 1895 hat der Windstoss dann direkt auf den Waldrand geschlagen, der 1782 die Grenze der Verwüstung im Walde bildete, und ihn niedergefegt. Den Ursachen der beiden Abstürze des Altelsgletschers widmet Heim den achten Abschnitt seiner gehaltreichen Schrift, und zwar werden hier sorgfältig die Gletscherstände und klimatischen Verhältnisse von 1782 und 1895 verglichen. Für die erstern liefert hier F. A. Forel, für die letztern Billwiller Belege.

Weder für 1782, noch für 1895 hat ein aussergewöhnliches Anwachsen des Altelsgletschers die Ereignisse herbeigeführt. In der Balmhorngruppe, wo die Altels liegt, waren von den siebenziger Jahren an überhaupt keine Gletscher im Vorrücken, im Gegenteile zeigen sich fast alle Gletscher der Schweizer Alpen infolge der grossen Hitze der Sommer von 1893 bis 1895 in einer Rückzugsphase. Heim fügt diesem bei, dass in den Jahren des allgemeinen grossen Vorstosses, 1818 bis 1820 und 1850 bis 1855, keine Gletscherlawine an der Altels sich ereignet hat. Ein Ausbruch von im Gletscher gesammeltem Wasser, wie bei der Katastrophe von St. Gervais, kann hier auch nicht als Ursache in Frage kommen.

Was die meteorologischen Verhältnisse anbelangt, so gingen sowohl 1782 als 1895 dem Gletschersturze mehrere Jahre vorwiegend

trockener und warmer Witterung voraus. Der Wärmeüberschuss war nach Billwiller für die höhern Regionen noch viel bedeutender als für die Tiefe, und er sucht die unmittelbare Veranlassung zur Katastrophe vom 11. September 1895 in der Föhnperiode vom 26. August bis 11. September, in welcher die obern Luftschichten einen ausserordentlichen Grad von Wärme und Trockenheit erlangten. Die vorausgegangenen relativ warmen Sommer und geringen Niederschläge der letzten Jahre mochten die Situation vorbereitet haben.

Aber dieser Wärmeüberschuss konnte in der Höhe des Altels-Gletscherbruches keine solche Schmelzung von oben bewirken, dass dieselbe zur Abtrennung der 4500000 *cbm* Eis führte. Über 3330 *m* giebt es kein fliessendes Schmelzwasser; die von oben kommende Erwärmung wird nur noch zur Sinterung des Firnes verwendet; das Wasser gefriert, lange bevor es das Gletscherbett erreicht hat. Heim nimmt darum an, dass die Erwärmung von unten, das Steigen der Temperatur der Unterlage die Lostrennung eines Stückes des Hängegletschers bewirkte. Die Bestrahlung des Bodens in heissen Jahren ist in solchen Höhen noch viel grösser als in der Tiefe. Wenn nun aber auch im Eise selber in solchen Höhen fliessendes Schmelzwasser nicht zu finden ist, die Erwärmung des Eises von oben als Ursache der Loslösung ausgeschlossen bleibt, so ist dafür die Wirkung der Sonnenstrahlung auf die Felsen des Altelsgipfels in Betracht zu ziehen. Die Erhitzung der Felsen fand eine gewisse Ausgleichung nach innen; an der Sonnenseite des Altelsgipfels träufelten während des heissen Sommers 1895 die Schmelzwasser über die erhitzten Felsen und wurden durch Schichtfugen und -risse in das Innere des Felsens geleitet, die Erwärmung in den Kern der Pyramide hineintragend. Auf der Sonnenseite des Altels war in diesem Jahre die Bodentemperatur einige Meter tief im Felsen vielleicht 5^0 höher als sonst; unter dem Gletscher stieg sie um 1 bis 1.5^0, und als summiertes Resultat der drei letzten warmen Sommer erschien der Gletschersturz. In normalen Zeiten kann der Altelsgletscher auf seiner steil geneigten Unterlage nur dadurch sich halten, dass er auf der Unterlage angefroren ist. Direkte Beweise für dieses Angefrorensein sind übrigens das Fehlen von karrenartigen Furchen in der Richtung des grössten Gefälles, von Moränenspuren oder von Gletscherschliffen. Der Fall, wie wir ihn in der Altelsgletscherlawine vor uns haben, kann nur eintreten, »wenn der Gletscher mit seinem untern Teile auf einer so steilen, glatten, nach unten offenen Grundlage ruht, dass er sich nicht halten kann, ohne angefroren zu sein; wenn er ferner gerade in derjenigen Höhe liegt, wo die mittlere Bodentemperatur in normalen Zeiten ein wenig unter 0^0 steht; und endlich, wenn die Gestalt des Gipfels einer gesamten Durchwärmung günstige Bedingungen bietet.«

Die Gletscher Norwegens besprach E. Richter[1]). Unter denselben nehmen die beiden grossen Plateaugletscher Folgefond und Jostedalsbrae das grösste Interesse in Anspruch, ja man hat nach ihnen einen eigenen Gletschertypus, den norwegischen, aufgestellt. »Er ist wie alle Gletscherformen durch den Oberflächenbau bedingt. Das schneebedeckte Fjeld, die wellige, durch Kuppen und Mulden gegliederte Landfläche mit Firn überzogen, das ist der norwegische Gletschertypus. Wo aber alpine Bergformen oder doch den alpinen ähnliche vorkommen, dort finden sich auch Thal-, Kar- und Hängegletscher, wie in den Alpen, und zwar besonders zahlreich die zwei letzten Formen, da Kahre (Botner) ebenso häufig sind als ungegliederte steil geneigte Hänge. Typisch entwickelte Thalgletscher finden sich viel seltener, weil regelmässige hochgelegene Thalsysteme selbst in den stärkst gegliederten Hochgebirgen Norwegens (Jotunheim) nicht vorhanden sind; es sind meistens nur verkümmerte Formen zu sehen. Die norwegische Gletscherlandschaft, welche von dem charakteristischen Plateaugletscher beherrscht wird, hat doch einen wesentlich verschiedenen Charakter, je nachdem aus dem Firne Eiszungen durch steile Schluchten in tiefe Thäler und Fjorde hinabhängen oder nicht. Man könnte danach glauben, es mit zwei ganz verschiedenen Arten von Plateaugletschern zu thun zu haben, solchen, bei denen sich das Einzugsgebiet in der Höhe, das Schmelzgebiet im Thale befindet, und solchen, bei denen auch das Schmelzgebiet auf hohem Fjelde liegt. Zur erstern Gruppe gehörten Folgefond, Jostedalsbrae, Fresvikbrae, Aalfotbrae und die dem Jostedalsbrae sich anschliessenden, Ravnefjeld-, Rustoefjeldbrae u. a.; zur zweiten die Gletscher des Langefjeld, der Hardangerjöckull und einzelne in Jotunheim.

Doch wäre es eine Täuschung, zu glauben, bei der ersten Gruppe geschähe der ganze Abzug durch die aus ihnen abströmenden steilen und tief herabhängenden Eiszungen. Das ist vor allem bei Folgefond nicht der Fall, aber auch bei Jostedalsbrae, von dem doch mehr als zwanzig Eiszungen bis nahe zum Meeresniveau oder doch bis in tiefe Thalsohlen herabreichen, wird nur ein Teil des grossen Firnfeldes durch diese entlastet; ein namhafter Teil des zu schmelzenden Materiales wird auf der Höhe des Plateaus verzehrt, de Seue drückt das so aus: Mehrere hundert Gletscher zweiter Ordnung befänden sich, neben jenen zwanzig erster Ordnung, die in die Thäler hängen, auf der Höhe des Fjeldes. Doch scheint die Bezeichnung Gletscher erster und zweiter Ordnung hier überhaupt nicht angebracht. Die steilen schmalen Eiszungen, wie Bojum-, Buar-, Bondhus-, Brixdalsbrae und so viele andere, die aus dem Jostedalsfirn und dem Folgefond herabhängen, haben mit den alpinen Thalgletschern, die Saussure Gletscher erster Ordnung nannte, ebensowenig gemein, wie die breiten Eiskuchen auf der Fjeldhöhe mit

[1]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 2. 1896. p. 305 u. ff.

seinen Gletschern zweiter Ordnung, bei denen er an Kar- und Hängegletscher dachte.«

»Das Gletscherfeld Folgefond (oder Folgefonn) befindet sich bekanntlich auf einem Fjeldstücke, das im Westen vom eigentlichen Hardaugerfjord, im Osten vom Sörfjord, im Süden vom Aakrefjord umgeben ist und nur im Südosten mit dem Festlande zusammenhängt. Der Flächeninhalt dieses Landstückes beträgt 1740 *qkm*. Es ist durchwegs mit hohem Fjeld erfüllt, das nach allen Seiten steil zum Meere abfällt, an seinem Rande aber auch von tiefen kurzen Thälern angeschnitten ist. Die mit Schnee und Eis bedeckte Fläche beträgt nach einer planimetrischen Messung auf der Amtskarte 288 *qkm*. Es ist dies die mittlere ungegliederte und unzerschnittene Partie des Gebirgsstockes. Sie bildet einen sanft gewölbten Dom. Allen Besuchern und Beschreibern ist von jeher diese Eigenschaft im hohen Grade aufgefallen. Wie ebenflächig das Firnfeld ist, wird wohl am deutlichsten dadurch illustriert, dass seit Jahren für die Besucher eine Schlittenfahrt eingerichtet ist. Man reitet bis zur Breidablickhütte 1325 *m*, dort wird das Pferd vor einen Schlitten gespannt, und nun werden die noch bis zum höchsten Punkte zu überwindenden 300 *m* Höhenunterschied meist im Trab zurükgelegt.

Diese Ebenheit der firnbedeckten Fjeldpartie steht im auffallenden Gegensatze zu der bewegten Oberfläche des nicht von Schnee eingehüllten Fjeldes, sowohl des in der nächsten Umgebung, als auch anderer ähnlicher Gebiete, zum Beispiele des jenseits des Sörfjords gelegenen Hardangerfjeldes, von dem Folgefond nur ein abgetrenntes Stück ist.

Hierin liegt ein deutlicher Beweis, in welchem Grade Firnbedeckung durch Auschluss der Wassererosion (trotz der Gesamtabnutzung) erhaltend auf die Landfläche einwirkt. Es ist nicht zu zweifeln, dass kleinere Unebenheiten durch die Firnbedeckung verhüllt werden und zu Tage träten, wenn diese verschwände; trotzdem bliebe der Unterschied gegen das stark gefurchte Fjeld, das seit der letzten Eiszeit der Atmosphäre ausgesetzt ist, gross genug.

Auf dem schneefreien Fjelde, das den Folgefond umgiebt, sind deutlich zweierlei Thäler zu unterscheiden. Einmal solche, deren Erosionsnullpunkt am Meeresspiegel liegt, und die daher tief und mit ungemein steilen Wänden in den Gebirgskörper eingeschnitten sind, wie das Bondhusthal und Jordal; dann eine zweite Gattung, bei denen der Erosionsnullpunkt, dem sie ihre jetzige Gestalt verdanken, viel höher lag, die also viel weniger tief in das Fjeld eingesenkt sind. Sie werden gegenwärtig ebenfalls zum Meere hin und vielfach in die tiefgelegenen Thäler der ersten Gruppe hinab entwässert; aber steile und hohe Stufen, die noch keineswegs ausgeglichen sind, trennen sie von ihnen; man sieht sofort, dass sie einer andern Bildungsperiode angehören; sie münden hoch an den Thalwänden der tiefen Furchen aus. Diese Scheidung der flachen Fjeldthäler von den tiefen Fjordthälern kehrt überall in Norwegen wieder.

Die Eisströme, welche dem grossen Firnfelde entfliessen oder von ihm ausgepresst werden, endigen ihrer überwiegenden Mehrzahl nach in den viel zahlreichern, hochgelegenen Fjeldthälern, deren oft botnerförmige obere Endungen sich unmittelbar an das Firnfeld anschliessen. Im allgemeinen kann man sagen, der Rand des Folgefondes sei so beschaffen, dass eine ziemlich regelmässige Abwechslung zwischen solchen flachen Thälern, die am Gletscherrande ihren Ursprung nehmen oder sich andeutungsweise noch unter die Eisdecke hinein verfolgen lassen, und den flachen Rücken, welche diese Thäler trennen, auftritt. An den Rücken läuft die Eis- oder Firndecke flach und dünn aus; das sind die Stellen, wo sie am leichtesten zu betreten ist; in die Thalmulden senken sich breite Eislappen meistens mit ziemlich geringer Neigung, manchmal auch steiler, fast immer mit regelmässigen Spalten hinab. Eine eigentliche Zungenbildung mit unbetretbarem Spaltengewirr ist nicht häufig, tritt aber wiederholt auf.

Ein Abfluss von Eisströmen in die tief eingeschnittenen Thäler der ersten Gattung ist am Folgefond nur an zwei oder drei Stellen zu finden. Einmal im Bondhusthale, wo der prachtvolle Bondhusbrae bis auf 314 *m* Meereshöhe hinabreicht, und im Jordal, wo Buarbrae eine ungefähr gleiche Meereshöhe erreicht. Der dritte Fall, Pytbraeen, bleibt zweifelhaft: das Gletscherende liegt bei 660 *m*; doch ist das Thal, als Seitenthal des Bondhusthales, der ersten Gattung zuzurechnen.

Alle andern, auf 20 oder 30 zu schätzenden Eislappen erreichen nur Thäler der zweiten Art; so die Zunge neben der Breidablickhütte, die Zungen am Mysevand, Godalsvand, Joklevand, Jelavand, Blaavand, Kjeringsboten, Mosevand und andere. Einige Zungen hängen zwar in tiefere Thäler, erreichen aber die Sohle nicht, so die Zungen über dem Sandviksaeter. Vielleicht könnte auch Pytbraen hierher gerechnet werden. Die Endungen dieser Eislappen liegen in Höhen von 800—1000 *m*. Doch ist der Unterschied der Gestalt noch viel auffallender, als er in den Höhenzahlen zum Ausdrucke kommt; dort die blendenden Eiskaskaden in wilder Schlucht, mit ihrem reichen malerischen Vordergrunde, der keulenförmigen Ausbreitung am Ende; hier flache Eiskuchen in öder Umgebung.

Es ergiebt sich hieraus von selbst, dass die berühmten Thalgletscher der ersten Art, so sehr sie von jeher die Aufmerksamkeit auf sich gezogen haben, für die Ökonomie des Gletschers von sehr geringer Bedeutung sind. Gewiss ist die Eisquantität, die durch sie abfliesst, im Verhältnisse zu ihrer geringen Breite nicht klein, da sie dafür schnellere Bewegung besitzen; der massgebende Teil des Ablationsgebietes liegt aber oben auf dem Fjelde in dem flachen, unansehnlichen aber breiten Eisrande, der den Firn von allen Seiten umgiebt. Will man also die Höhe der klimatischen Firngrenze ermitteln, so muss man diesen Eisrand abrechnen. Man wird in seiner Schätzung nicht zu niedrig greifen dürfen, da in Norwegen, wenigstens bei Fjeldgletschern, das Verhältnis von Einzug- und Schmelzgebiet ein anderes zu sein scheint, als in den Alpen.«

Auf Grund eigener Messungen setzt Pof. Richter die klimatische Schneegrenze für Folgefond auf 1460—1500 *m* an.

»Ganz anders als Folgefond ist das zweite grössere Gletschergebiet Jostedalsbrae beschaffen. Und zwar liegt der Unterschied darin, dass nicht, wie bei Folgefond, nur der mittlere höchste Teil eines Plateaustückes in die Firnregion aufragt, sondern, man kann sagen, fast das ganze Fjeldstück, auf dem der Firn ruht. Dadurch wird bewirkt, dass viel mehr Eiszungen in tiefe Fjordthäler hinabhängen, als bei Folgefond. Der Kontrast zwischen den tief eingesenkten Fjorden und dem hohen, unzerschnittenen Fjelde ist also noch viel schärfer und ärmer an Übergängen, als dort.

Der Gebirgsrücken, der Jostedalsbrae trägt, hängt mit den Plateauflächen an der obern Otta so innig zusammen, dass es schwer ist, eine Grenzlinie zu ziehen. Er hat merkwürdigerweise eigentlich gar keinen Namen. Denn »Brae« gleich Gletscher ist kein Name für ein Gebirge. Es würde sich vielleicht die Einführung des Namens Jostefjeld empfehlen, als Abkürzung für den Satz: Das Fjeld, das Jostedalsbrae trägt.

Dieses »Jostefjeld« im weitesten Sinne dehnt sich von SW bis NO fast 100 *km* aus. So lang ist wenigstens die zusammenhängende Firnbedeckung. Diese beginnt mit dem Vetlefjordbrae, unweit Balestrand in Sogne, und endigt an dem Skridulaupbrae bei Polfos an der Otta. So weit wird allerdings der Name »Jostedalsbrae« gewöhnlich nicht ausgedehnt. Das erste Stück vom Vetlefjord bis zur Einschnürung des Plateaus zwischen Lundethal und Boiumthal heisst Jostefond. Seine Firnbedeckung umfast 64 *km*.

Das nächste Stücke des Plateaus bis zur Lodalskaupe oder zum Pass zwischen Erdal (Stryin) und Jostedal ist der eigentliche Jostedalsbrae. Der Gebirgsbau ist hier folgendermassen beschaffen: Zwischen Sognefjord und Nordfjord ist eine geschlossene Plateaumasse von 60—70 *km* Breite

gelagert (70 *km* beträgt die Entfernung von Lekaner nach Olden; 60 *km* von Skjolden in Lyster bis Nedstryin), die Höhe dieser Bergmasse schwankt nur unbedeutend um 1900 *m*. Von nahe oder fern gesehen, überrascht sie immer von neuem durch fast ganz ungestörte Horizontalität ihrer Kontur. Wie eine oben gerade abgeschnittene weisse Wolkenbank erscheint sie sowohl im Panorama der Berge von Jotunheim oder Romsdal, wie von nähern Thalpunkten aus.

Diese Bergmasse ist durch tief eingeschnittene »Fjordthäler« stark gegliedert, was bei der ganz gleichen Höhe und Ebenheit aller einzelnen Glieder von entferntern Standpunkten aus leicht übersehen wird. Im Norden schneiden ein: Jölster, Stardal, Olden-, Loën- und Stryinthal; im Süden der Fjärlandfjord, Veitestrand, Jostedal und Lysterfjord mit Mörkereid und Fortunthal, um nur das Wichtigste zu nennen. Dadurch entstehen eine Art Hauptkette und sehr deutlich ausgebildete Nebenketten. Freilich nicht etwa Gebirgskämme, sondern langgestreckte Hochflächen, Plateaustreifen könnte man sagen, mit steilen Wänden; an manchen Stellen bis 10 und 12 *km* breit, an andern bis auf einige Hundert, ja Dutzend Meter reduziert. Aber auch in diesem Falle ist der Plateaucharakter des schmalen Rückens streng gewahrt. Der Hauptrücken ist durchaus verfirnt, die Nebenrücken grösstenteils; einige von ihnen bilden ganz geschlossene, sehr ansehnliche Firngebiete, wie der Zug zwischen Stardal, Meklebostdal und Oldenthal, oder der zwischen Loën und Olden; andere sind mehr durch Fjeldthäler aufgelöst, so dass nicht ein zusammenhängender Firn, sondern einzelne Gletscher vorhanden sind, wie im Zuge zwischen Veitestrand und Fjärland.

Da Aalfotbrae 125.2 *qkm*, Folgefond 288 *qkm* und Hardanger Jökull 135.2 *qkm* messen, so ergiebt sich für die vier grössten zusammenhängenden Firngebiete Mittelnorwegens allein eine Fläche von 2224 *qkm* gegen 1462 *qkm* der Ostalpen. Die Gesamtvergletscherung dieses Landesteiles — also ohne die Gletscher des Nordlandes — wird danach wohl nicht unter 3000 *qkm* betragen.

Die Schneegrenzverhältnisse in unserem Gebiete sind sehr eigentümliche. Die Erscheinung hoch über die Schneegrenze emporragender schneefreier Häupter neben tief liegenden, ausgedehnten Schneeansammlungen, überall in Norwegen häufig, tritt hier besonders überraschend auf. Zahlreiche Gipfel von mehr als 1900 *m* Höhe sind in der Umgebung des Jostedalsbrae schneefrei, und zwar nicht etwa nur zackige Hörner, sondern, dem Gebirgscharakter ensprechend, runde, breite Kuppen, die Enden der aus dem Plateau hervortretenden Sporne. Daneben ist aber das Plateau selbst bis fast 1600 *m* herab in Schnee eingehüllt, ja die höchsten Teile des ungeheuren Firnfeldes sind kaum höher als jene schneefreien Häupter, der grösste Teil niedriger. Neben diesen hohen schneefreien Häuptern giebt es im Jostedalsbrae-Gebiet wieder eine Anzahl überraschend niedrig liegender Gletscher. Der höchste Punkt von Frudalsbrae liegt nur 1575 *m*; von Stendalsbrae 1631 *m*; von Gundvordbrae 1568 *m* hoch. Es sind das kleine Gletscher zwischen Fjärland und Veitestrand, und es darf nicht übersehen werden, dass sie allein von dem ganzen Gebiete auf einer Rektangelkarte (Blatt Sognedal) wiedergegeben sind. Danach würde man die Schneegrenze mindestens gleich der in Folgefond auf etwa 1500 *m* ansetzen müssen. Dem widerspricht aber der Befund am Hauptgletscher ganz entschieden.

Nach dem jetzt vorliegenden Materiale hält Verf. 1600 bis 1650 *m* für die wahrscheinliche Höhe der klimatischen Schneegrenze auf Jostedalsbrae. Wenn sie also hier höher liegt als auf Folgefond, so kann die Erklärung nur im Verhältnisse zum Meere gefunden werden. Folgefond hat keine höhern Inseln oder Berge zwischen sich und dem Meere; wohl aber Jostedalsbrae.

Die grössten Plateaugletscher des Innern sind Fortsetzungen des Jostedalsbrae. Das Gebiet, in dem sie auftreten, ist an seiner Aussenseite durch die Verzweigungen des Nordfjord und der Fjorde von Söndmöre, im äussersten Südosten auch von den letzten Ästen des Sognefjords (Listerfjord) angeschnitten. Die Wasserscheide liegt nahe dem Meere, und die Fjordthäler, die zu ihm hinabziehen, sind kurz und steil, wie das von Merock, das Videdal und Sundal bei Stryin. Die zwischen diesen Thälern und den Fjorden stehen gebliebenen Stücke des Fjeldes sind hoch und so stark von tiefen Thälern gegliedert, dass sie einen sehr wenig norwegischen Charakter zeigen und mehr an die Alpen erinnern als ein anderer Teil Norwegens.« Die Schneegrenze liegt in diesem Gebiete nach Prof. Richter nicht unter 1600 *m*.

Die ehemalige Vergletscherung des nördlichen Schwarzwaldes hat C. Regelmann untersucht[1]). Er kommt zu dem Ergebnisse, dass das Gebiet um die Hornisgrinde einer dreimaligen Eisbedeckung unterworfen war, welche genau mit den drei Eiszeiten der Alpen zusammenfiel. Bei der ersten Vereisung wurde der nördliche Schwarzwald bis zu 600 *m* Seehöhe herab bedeckt, dann folgte in der ersten Interglazialzeit rasches Zusammenschmelzen der Gletscher und entsprechend lebhafte Thalbildung. Die zweite Eiszeit war intensiver, indem das Inlandeis sich einerseits bis ins Rheinthal, anderseits gegen den Neckar hin ausdehnte. Die darauf folgende zweite Interglazialzeit zeichnete sich durch Trockenheit und Lössbildung aus. Ihr folgte die dritte Eisperiode, während deren die Gletscherbildung bis zu 670 *m* Seehöhe herabreichte und im Quellgebiete der Kinzig die Rossbergkare gebildet wurde, während beim Rückzuge des Gletschers die höhern Karsysteme entstanden.

Über die Gletscherschwankungen im Adamello- und Ortlergebiete berichtete Prof. Finsterwalder[2]), nachdem er im August 1895 einige Thäler dieser Alpen bereist und Nachrichten über die Gletscherbewegung eingezogen hatte. Es ergab sich, dass von 16 Fernern neun vorrücken (Mandron-, Lobbia-, Vedretta rossa, Vedretta la Mare, Fürkele-, Sulden-, Unterer Ortler-, Trafoier- und Madatschferner), drei stationär sind (Zufall-, Rosim-, Laaserferner) und vier zurückgehen (Presena-, Langen-, Ebenwand- und Zayferner). In auffälligem Rückzuge ist nur der Langenferner. Es ist demnach ein starkes Überwiegen der Vorwärtsbewegung bei den Gletschern des untersuchten Alpengebietes zu konstatieren. Ob die Vorwärtsbewegung auf die Dauer anhalten wird, ist zunächst zu bezweifeln, es hat vielmehr manchmal (z. B. beim Zufall- und Rosimferner) den Anschein, als ob der Höhepunkt der Vorrückungsphase bereits wieder überschritten sei. Zukünftige Beobachtungen müssen darüber aufklären.

Über die Bedeutung der tiefgelegenen Gletscherspuren im mittlern Europa verbreitete sich G. Steinmann[3]). Er bezieht

[1]) Württemb. Jahrb. f. Nat. u. Landeskunde 1895. Heft 1.
[2]) Mitteil. des deutschen u. österr. Alpenvereins. Nr. 2. p. 20.
[3]) Berichte über die Versammlungen des Oberrheinischen geolog. Vereins. 29. Versammlung 1896. Stuttgart 1896.

sich auf die glazialen Stauchungserscheinungen und Grundmoränenspuren, welche Klemm und Thürach von Darmstadt und aus Franken beschrieben haben, die wohl geeignet seien, unsere Vorstellungen von der Ausdehnung der Inlandeismassen und der Höhe der Schneelinie zur grossen Eiszeit schärfer zu präzisieren, als es bisher der Fall war. Die Natur der beobachteten Vorkommnisse schliesst auch seiner Ansicht nach eine andere Deutung, als die, welche die Verfasser ihnen gegeben haben, aus, wie es denn überhaupt schwer fallen dürfte, für alle die zahlreichen Beispiele solcher Erscheinungen, welche im Laufe der letzten Jahre im südlichen Deutschland aufgefunden und beschrieben sind[1]), eine andere auch nur einigermassen befriedigende Erklärung zu geben.

»Die von Thürach mitgeteilten Beobachtungen dürften besonders lehrreich für die Vertreter derjenigen Auffassung sein, nach welcher sowohl die Grundmoräne-artigen Geschiebeanhäufungen als auch die Stauchung der oberflächlichen Gesteinslagen nur auf einem stets dem Gehänge folgenden Gleitungsvorgange unter Ausschluss der Mitwirkung einer Eisdecke zurückgeführt werden können. Dem von Klemm beschriebenen Vorkommen kommt eine erhöhte Bedeutung wegen der sehr geringen Meereshöhe (ca. 150 *m*) zu, in welcher es sich findet.

Nach des Verfassers im badischen Oberlande (also in einer über 200 *m* Meereshöhe befindlichen Gegend) gemachten Beobachtungen kam er zu dem Ergebnisse[2]), dass die Höhen von 300 *m* aufwärts als Ausgangspunkte für eigene Vereisungen gedient hätten, und dass das Oberrheingebiet bis zu Höhen von 300—200 *m* hinab im Bereiche der Inlandeis-Bedeckung gelegen hätte. Er musste aber die Frage noch offen lassen, ob zu jener Zeit eisfreies Gebiet überhaupt noch vorhanden gewesen sei oder nicht. Nachdem nun Klemm aber selbst in Höhen von 150 *m* die Wirkungen des Inlandeises in bestimmtester Weise hat verfolgen können, darf die obige Frage in dem Sinne beantwortet werden, dass während der grössten Ausdehnung des Inlandeises in Mitteleuropa eisfreies Gebiet überhaupt nicht existiert hat. Die Schneegrenze kann keinesfalls höher als 200 *m* gelegen haben, wahrscheinlich aber lag sie noch tiefer. So weit sich die Sachlage jetzt übersehen lässt, stösst eine genaue Bestimmung der damaligen Höhe der Schneelinie in Mitteleuropa überhaupt auf grosse Schwierigkeiten, und es dürfte sich empfehlen, genaue Nachforschungen im südlichen Europa vorzunehmen, nach denen sich ein annähernd sicherer Rückschluss auf die Verhältnisse in Mitteleuropa ergeben würde.

Freilich steht ein auch nur vorläufiger Abschluss dieses Teiles des Glazialproblems erst dann zu erwarten, wenn eine Einigung

---

[1]) Die meisten derselben sind bei Thürach (28. Ber. 4. S. 1895) erwähnt.

[2]) Zeitschr. d. geol. Ges., 1892. 44. 545.

darüber erzielt sein wird, ob die Stauchungserscheinungen und Lokalmoränen, wie sie jetzt mit wesentlich gleichbleibenden Merkmalen in den verschiedensten Gegenden Mitteleuropas nachgewiesen sind, nur eine glaziale oder auch eine andere Deutung zulassen.

Die Wissenschaft ist an der Lösung dieser Frage in mehr als einer Hinsicht interessiert. Einerseits können die Einzelheiten der Oberflächengestaltung in unserer Gegend erst dann vollständig richtig begriffen werden, wenn der Anteil, den die glaziale Thätigkeit daran genommen hat, unzweideutig festgestellt ist. Verf. denkt dabei u. a. an das seiner Ansicht nach keineswegs gelöste Problem der Karen- und Karstbildung. Anderseits werden die Verschiebungen, welche die organische Welt in ihrer Verbreitung zu Beginn und während der Pleistozänzeit, speziell in Europa, erfahren hat, verschieden gedeutet werden können, je nachdem wir uns die Inlandeisdecke zeitweise das ganze mittlere Europa überziehend denken, oder uns nur die Mittelgebirge mit relativ wenig ausgedehnten Eisfeldern und Gletschern bedeckt vorstellen.«

Pseudoglaziale Erscheinungen und Bewegungen des Erdbodens. M. Blanckenhorn machte schon 1895 darauf aufmerksam, dass die bedingungslose Deutung einer Gruppe von Oberflächenerscheinungen, die in mitteldeutschen Gebirgen beobachtet worden sind, als Glazialphänomene, nicht haltbar sei, und wies darauf hin, dass, abgesehen von Penck, namentlich englische Autoren (Sir H. de la Bèche und J. Geikie) schon längst in viel einfacherer Weise besagte Erscheinungen sich zu erklären gewusst haben.

Er hat nun die von ihm angenommene Erklärungsweise ausführlicher auseinandergesetzt und begründet[1]). Es handelt sich um das, was Steinmann 1892 als »Lokalmoräne«, Prestwich im gleichen Jahre als »Rubble drift« zusammenfasste, und welches schon vor ihnen Thomson 1877 als »Steinflüsse« und »Pseudomoränen«, Fuchs 1872 als »verschobenes Terrain« und in der Mitte dieses Jahrhunderts Trimmer 1851 als »Warp« (im Englischen = der von der Flut ausgeworfene Schlamm) bezeichnet. Unter allen diesen Namen verstanden die betreffenden Forscher die häufig zu beobachtende moränenartige Oberflächenschicht, die dadurch von dem Untergrunde wesentlich abweicht, dass sie ausser den Verwitterungsprodukten des letztern Gesteinstrümmer fremder Herkunft enthält, welche aus höher gelegenen Punkten durch irgend welche Naturkräfte hinabgeführt sind. Zu diesen fremden Elementen gehören auch die umgebogenen und ausgezogenen Schichtenköpfe des unterliegenden Schichtgesteines, für die Lorié neuerdings den Ausdruck »queues« = Schwänze, Schweife, einführt. Die Entstehung des »Warp«, die nach Trimmer und Fischer zeitlich hauptsächlich in das Ende des Diluvium fallen soll, schreibt schon Fischer wesentlich

---

[1]) Ztschft. d. deutschen geologischen Gesellschaft. 48. p. 382 u. ff.

den Wirkungen von Regen und Frost zu, während Trimmer mehr an sedimentären Absatz aus Gewässern gedacht zu haben scheint.

Fischer hielt diese komplizierte Erscheinung irrtümlich für die Folgen von unterirdischer Erosion durch Grundwasserrinnen oder »channels of dreinage«. Wohl mag diese Erklärung für ganz vereinzelte Fälle zutreffen, für die Mehrzahl gewiss nicht. Diese Einfaltungen und Vermengungen des »Warp« mit dem Untergrunde gehören eben, wie zuerst Fuchs eingehend begründet hat, nicht minder in den Kreis der Bodenbewegungen wie das einfachere Einsinken der Gerölle innerhalb des »Warp«, das ja Fischer richtig zu erklären wusste. Es sind Verschiebungen des plastischen Terrains durch die Wirkungen der eigenen Schwere, des Regens und Frostes.

»Ganz besonders häufig«, bemerkt Blanckenhorn, »findet man den »Warp« in Verbindung mit dem Hochterrassenschotter, den fluviatilen Absätzen der Haupteiszeit, und unter dem Löss, d. h. den äolischen Gebilden der folgenden Trockenperiode oder Interglazialzeit. Es erklärt sich das auch ohne die Annahme einer lokalen Vergletscherung der betreffenden Gegend schon durch die damaligen allgemeinen Klimaverhältnisse im nördlichen Europa, das häufige Gefrieren des Bodens, die Belastung durch die fast permanente Schneedecke, die stete Durchtränkung des Bodens durch die Schneeschmelzwässer. Die gewaltigen Hochfluten der Flüsse trafen an deren Ufern auf die Ränder des überall von den Gehängen sich gegen die Thalsohle hinab bewegenden Warp oder Erdgletschers, der Pseudomoränen, der Schlammströme mit ihren Blockanhäufungen. So vermischten sich hier geschichtete, sandige Flussablagerungen mit ihren abgerundeten Geröllen und Blocklehm.«

Was die Bewegungen des Untergrundes unter den diluvialen und moränenartigen Ablagerungen anbelangt, so sind diese verschieden je nach der Beschaffenheit des Gesteines. Sie fehlen bei festen und zugleich dickbankigen Felsarten.

»Dünngeschichtete und schieferige Gesteine erlitten durch den Druck der auflastenden Schotter- und Blockmassen und der ehemaligen, diluvialen Schneedecke die früher vom Verfasser genauer beschriebenen Knickungen oder knieförmigen Umbiegungen in der Tiefe bis zu der die lockernde Wirkung des Grundwassers und Frostes reicht. Wo widerstandsfähige dicke Gesteinsbänke mit weichen Thon- oder Lettenlagen wechseln, sinken die durch Klüfte isolierten Quadern in das plastische Thongestein ein und pressen dasselbe in den Klüften empor. An Abhängen, wo die infolge der nachträglichen Schichtenbeugung geneigte Grenzfläche zwischen einer obern festen und einer untern plastischen Gesteinsschicht einer schiefen Ebene entspricht, gleiten auf letzterer stets Stücke des hangenden Gesteines herab unter gleichzeitiger Stauchung und Faltung der thonigen Massen. So wird die Grenze von thonigen und kalkigen oder sandigen Gesteinen an Gehängen mehr oder

weniger durch herabgerutschte Blöcke der letztern verhüllt, auch wenn alle Schichten horizontal sind oder sogar im allgemeinen gegen den Berg einfallen.

Besteht endlich der Untergrund nur aus nachgiebigem Materiale, z. B. Keuperletten, tertiärem Thone oder Sanden oder gar abwechselnden Thon- und Sandlagen, so zeigen sich die Wirkungen der Oberflächenbewegungen am intensivsten. Am verständlichsten erscheint noch das einfache vertikale Einsinken der oberflächlich aufgelagerten Gesteinsblöcke in das weiche Material, verbunden mit Aufpressung des letztern an den Seiten rings um die entstandene Vertiefung. Besonders auffallend sind aber bei thonigem Untergrunde die Terrainverschiebungen in horizontaler Richtung dem Abhange entsprechend. Die Masse gleicht in dieser Beziehung wirklich einem Lavastrome oder Schlammstrome und bedarf zu ihrer allerdings viel langsamern Fortbewegung nur eines ganz ausserordentlich geringen Oberflächenneigungswinkels. Bei dieser Verschiebung des Terrains, die sich bis zu 3 *m* Tiefe erstrecken kann, werden natürlich wie beim Schlamm- oder Lavastrome die an der Oberfläche befindlichen Teile, speziell die aufliegenden fremden Gehängeschuttmassen und die Diluvialablagerungen, besonders Sand und Kies oder der Warp, mit Leichtigkeit eingefaltet und in die Tiefe gezogen, so dass sie hier als Bänder zwischen den Schichten erscheinen. Auf diese Weise entstehen die innigen »Vermengungen der Moräne mit dem Untergrunde« und die »Einfaltungen«, wie das so oft beschrieben worden ist.«

Indem Blanckenhorn eine Reihe von Einwendungen widerlegt, welche besonders G. Klemm in einem Artikel: »Über die Glazialerscheinungen im Odenwalde und Spessart«, erhoben hatte, spricht er sich entschieden gegen die Hypothese einer allgemeinen Vergletscherung Mitteldeutschlands aus und sagt: »Noch steht der Streit um die Entstehungsursache der viel zitierten »Dreikanter« in gutem Angedenken, die, zuerst natürlich als echt glazial gedeutet, jetzt im geraden Gegensatze dazu als Wind- und Wüstengebilde bei trockenem Klima aufgefasst werden. Auch von den Strudellöchern oder Riesentöpfen weiss man jetzt, dass sie beinahe eben so gut fern von Gletschern als unter ihnen entstehen können.

Dasselbe gilt dann auch von den beschriebenen Bewegungen des Erdbodens, die daher den »Pseudoglazialerscheinungen« im Sinne von Penck anzuschliessen sind.

»Da auf solche allein sich bis jetzt die Annahme einer Vereisung der mitteldeutschen (!) Gebirge stützt, so fällt mit der naturgemässern Deutung derselben auch die Hypothese. Es ist kein Rückschritt in der Erkenntnis der Vorgänge der Diluvialzeit, wenn wir zu der alten Auffassung zurückkehren, die glücklicherweise noch in den meisten Lehrbüchern und Karten der Verbreitung der Vergletscherung in Europa zum Ausdrucke kommt: Zwischen den Alpen und der norddeutschen Ebene waren innerhalb Deutschlands nur die

Vogesen und der südliche Schwarzwald in erheblichem Masse selbständig vergletschert, von den übrigen deutschen Gebirgen aber höchstens noch die seen- und kesselreichen Hochregionen des Bayrisch-Böhmischen Waldes (Osser, Arber) und des Riesengebirges.«

Die Gletscher des Ixtaccihuatl schilderte M. E. Ordóñez, der den Berg zweimal, im April und Oktober 1890, bestiegen hat[1]). Hiernach liegen in den beiden Depressionen, welche die drei Gipfel des Ixtaccihuatl — den Pico del Norte oder die Cabeza del Muerto, den Pico medio und den Pico del Sur (Los Picos) — von einander trennen, Eismassen, die ihre Entstehung aus Firnschnee deutlich erkennen lassen. Nur die Masse zwischen den zuletzt genannten Gipfeln zieht sich an der westlichen Flanke des Berges ein beträchtliches Stück thalab — in einer Gesamtlänge von 350 bis 450 *m*. Die Eismasse zwischen dem Nord- und Mittelgipfel erscheint heute sehr zusammengeschmolzen; aus den mächtigen Seitenmoränen, welche rechts und links von derselben liegen, muss man aber schliessen, dass auch sie einst viel grösser gewesen ist, und der terrassenförmige Aufbau der Moränen kann nicht gut anders gedeutet werden, als dass das Zusammenschmelzen stossweise und mit Unterbrechung erfolgt ist. Dass die beiden Ixtaccihuatl-Gletscher so merkwürdig verschiedene Ausdehnungs- und Abschmelzungsverhältnisse zeigen, vermag M. E. Ordóñez nicht zu erklären.

Die Eiszeit im Himalaya behandelte Dr. Carl Diener[2]) auf Grund der Wahrnehmungen während seiner 1892 unternommenen Expedition in den Central-Himalaya. Da die Route sich im grossen ganzen als eine Umwanderung des Nanda Devi-Massivs, des mächtigsten unter den vergletscherten Massiven des Central-Himalaya darstellte, so waren es insbesondere die Thäler der Goriganga und Alaknanda mit einzelnen seitlichen Zuflüssen, in denen ihm auf der Südseite der Wasserscheide Gelegenheit zur Aufsuchung alter Gletscherspuren geboten war.

Dr. Diener macht nachdrücklich auf die merkwürdige Thatsache aufmerksam, dass im Central-Himalaya auch in der Umgebung des heute noch vergletscherten Terrains jene Scharen kleiner Hochseen vollständig fehlen, wie sie in den Alpen und Pyrenäen innerhalb bestimmter Höhengürtel eine so hervorragende Rolle spielen. »Soweit ich,« sagt er, »innerhalb der Hochregion des Central-Himalaya von Gurhwal und Kumaon Hochseen kennen gelernt habe, sind sie entweder Moränenseen, wie Shangaskund am Ostufer des Milam-Gletschers, oder Einsturzbecken, wie jene kleinen Tümpel in den oberjurassischen Spiti Shales zwischen Laptal und Shalshal,

---

[1]) Memorias de la Sociedad Cientifica »Antonio Alzate«. 8. p. 31 u. ff. Geogr. Zeitschr. 1896. p. 56.

[2]) Mitteil. d. k. k. geogr. Ges. in Wien. 1896. Nr. 1. p. 1 u. ff.

die ihre Entstehung der Auslaugung von Gips und Alaun in jenen Schiefern verdanken. Dieser Seenmangel ist umso auffälliger, als in einzelnen andern Teilen des Himalaya sich ein grosser Reichtum an solchen Hochseen entfaltet, deren Entstehung man gegenwärtig zumeist auf glaziale Erosion zurückführt. Hooker und Sir Richard Temple haben zwei derartige Seenregionen im nordöstlichen Sikkim beschrieben, und F. Drew erwähnt die Anwesenheit zahlreicher kleiner von Roches moutonnées umgebener Hochseen in der Kette des Pir Panjal (Kashmir) in einer Höhenstufe von ca. 12000 e. F. (3650 *m*). Da der Gesteinscharakter des Nanda Devi-Massivs mit jenem des Grenzgebietes zwischen Tibet und Sikkim und des Pir Panjal identisch ist — alle diese Distrikte gehören der Gneiszone des Himalaya an — so müssen es Faktoren anderer Art sein, von denen das Auftreten von Hochseen im Himalaya abhängig ist.«

Neben dem Mangel an Hochseen, die nicht zwischen den Moränen der jetzigen Gletscher liegen, sondern echte Felsbecken sind, ist auch der Mangel an typischen Karen und Gehängecirken in der Hochregion des Nanda Devi-Massivs bemerkenswert. Nicht als ob solche überhaupt fehlen würden, allein sie treten doch sehr zurück gegenüber den reinen Erosionstrichtern, die ihre Entstehung der Wassererosion verdanken. Für den Höhengürtel unterhalb der gegenwärtigen Verbreitungsgrenze der Gletscher ist im Central-Himalaya von Kumaon und Gurhwal jedenfalls nicht das Kar, beziehungsweise die Nische, sondern die Regenschlucht, der Erosionstrichter das massgebende Element im Oberflächenrelief der Gehänge. Verf. besitzt in seiner Kollektion zahlreiche Photographien, welche diese Erscheinung illustrieren, die z. B. auch in dem grossen von ihm aufgenommenen Panorama der Girthi Peaks von Martoli Encamping Ground (Johár), deutlich hervortritt. »Wenn man mit E. Richter die Schwäche der Wassererosion neben der Wandverwitterung als eine Grundbedingung der Karbildung anerkennt, so liegt es nahe, die ungleich stärkern Niederschläge auf der indischen Seite des Himalaya für die geringere Entwicklung echter Kare verantwortlich zu machen. Durch die dem grössern Ausmass der Niederschläge entsprechend gesteigerte Erosion erscheinen hier die typischen Kare in ungleich höherem Masse als in den Alpen zu Gunsten der Erosionstrichter verdrängt.

Während der Mangel an Reliefformen, die mit der ehemaligen Vergletscherung des in Rede stehenden Gebietes in einen gewissen Zusammenhang gebracht werden könnten, auf Rechnung klimatischer Faktoren, insbesondere der reichlichen Niederschläge und der intensiven Verwitterung zu setzen sein dürfte, geht es nicht an, das Fehlen irgendwelcher Glazialspuren unterhalb Laspa im Gorithale und unterhalb Juma Gwár im Thale der Dhauli Ganga ebenfalls diesen Faktoren zuzuschreiben. Die scharf ausgeprägte Südgrenze der Glazialspuren legt vielmehr die Schlussfolgerung nahe, dass die alten Gletscher des Gori- und Alaknanda-Thales wirklich nur bis

Laspa, beziehungsweise bis Juma 'Gwár abwärts gereicht haben. Diese Ansicht teilt auch der genaueste Kenner der geologischen Verhältnisse dieses Gebietes, C. L. Griesbach, indem er in seiner vortrefflichen Monographie des Central-Himalaya ausdrücklich betont, der Milam-Gletscher müsse während der Quartärzeit bis halbwegs zwischen Milam und Munshiári (d. i. eben die Gegend von Laspa) herabgereicht haben, wo noch Moränenmaterial vorhanden sei.«

Eine Eigentümlichkeit der ältern Ablagerungen glazialen Ursprunges im Central-Himalaya von Kumaon und Gurhwal ist die Seltenheit von Grundmoränen in denselben. »Auch gegenwärtig noch sind die grossen Gletscher des Central-Himalaya durch die Entwicklung riesiger Oberflächenmoränen ausgezeichnet. Die Zunge des Milam-Gletschers beispielsweise ist auf eine Länge von $6^1/_2$ *km* so vollständig mit Moränenschutt bedeckt, dass sie sich von den gleichfalls mit Schutt überrieselten Thalgehängen kaum abhebt. Die hohen, steilen Wände, welche die zumeist schmalen und langgestreckten Eisströme umranden, senden unaufhörlich ihr Verwitterungsmaterial auf die letztern herab, das unter dem Einflusse der reichlichen Niederschläge sich zu gewaltigen Massen anhäuft. In dieser Richtung dürften die Verhältnisse während der Eiszeit kaum wesentlich andere gewesen sein. Die Steigerung des Glazialphänomens war nicht so bedeutend, um die Ausdehnung des eisfreien, über die Gletscherströme aufragenden Terrains erheblich zu vermindern. Auch von den diluvialen Gletschern des Central-Himalaya wurden daher überwiegend Oberflächenmoränen verfrachtet, während in den ungleich stärker vergletscherten Alpen der Gesteinstransport zumeist unter dem Eise vor sich ging.«

Was die grössere Ausdehnung der quartären Gletscher des Himalaya anbelangt, die zuerst Sir Josef Hooker behauptete, so sind Spuren einer solchen viel weniger scharf ausgeprägt als in den europäischen Gebirgen. Die stärkere Einwirkung der atmosphärischen Denudation und die längere Dauer dieser Einwirkung seit dem Ablaufe der letzten Vergletscherung — behauptet Godwin-Austen — hätten alle leichter zerstörbaren Anzeichen jener Vereisung bereits nahezu vollständig verwischt. Auch Lydekker meint, dass mit Rücksicht auf die geringe Deutlichkeit von Glazialspuren, selbst in der Nähe der heutigen Gletscher des Himalaya, der Mangel von solchen in den äussern Ketten des Gebirges nicht auffallen und keineswegs als ein Argument gegen eine ehemalige Vereisung der letztern angesehen werden könne; denn die klimatischen Verhältnisse seien der Erhaltung von Glazialbildungen in jenen Regionen überaus ungünstig.

»Ohne«, sagt Dr. Diener, »die Bedeutung dieses wiederholt zu Gunsten einer ausgedehntern Vergletscherung des Himalaya ins Feld geführten Faktors gänzlich in Abrede stellen zu wollen, muss ich doch sagen, dass mir diese Bedeutung erheblich überschätzt worden zu sein scheint. Zu dieser Überzeugung bin ich gerade

durch meine eigenen Erfahrungen in Kumaon, Gurhwal und den angrenzenden Teilen von Hundés gelangt. Sowohl im Thale der Goriganga bei Laspa, als in jenem der Alaknanda bei Juma Gwár ist die Südgrenze der Verbreitung von Bildungen zweifellos glazialen Ursprunges so scharf markiert, dass man dieselben schwerlich auf Rechnung der atmosphärischen Denudation setzen kann. Wenn man annehmen wollte, dass weiter thalabwärts die Anzeichen der Vergletscherung durch die Verwitterung beseitigt worden seien, so müsste eine Übergangszone zwischen dem von solchen Anzeichen freien und dem mit deutlichen Glazialspuren ausgestatteten Terrain vorhanden sein. Von einer solchen ist aber nichts wahrzunehmen, vielmehr stellen sich die Glazialbildungen an den beiden erwähnten Lokalitäten sogleich in ganz typischer Entwicklung und bedeutender Mächtigkeit ein und erfüllen weiter aufwärts die Hochthäler des Gebirges wie in den europäischen Alpen. Diese Thatsache trat mir im Himalaya in so auffallender Weise vor Augen, dass ich unter dem unmittelbaren Eindruck derselben in einem Briefe an Herrn Prof. E. Richter der Überzeugung Ausdruck gab, die Südgrenze der Glazialspuren im Central-Himalaya bezeichne auch thatsächlich die Südgrenze der quartären Vergletscherung.

Auch in der Umgebung von Naini Tál müssten meiner Ansicht nach Glazialspuren sichtbar sein, wofern jene Gegend während der Eiszeit wirklich vergletschert gewesen wäre. Durch die Anlegung einer neuen Kunststrasse sind hier so viele Aufschlüsse und Entblössungen geschaffen worden, dass man das Fehlen jedweder Glazialbildungen allerdings als ein Argument gegen eine quartäre Vergletscherung in den äussern Ketten des Himalaya betrachten darf. Wenn in dem alten Bergsturzgebiete von Naini Tál Rutschflächen und Harnische unter einer Decke von Oberflächenschutt erhalten bleiben konnten, so muss die Möglichkeit einer solchen Konservierung auch für Gletscherschliffe zugegeben werden. Dass durch den Strassenbau ausschliesslich pseudoglaziale Bildungen blossgelegt wurden, scheint mir eben zu beweisen, dass echte Glazialspuren hier überhaupt niemals vorhanden waren, keineswegs aber die Annahme zu rechtfertigen, dass sie erst nachträglich durch die Verwitterung und die atmosphärische Denudation zerstört worden seien.

»Wenn ich das Ergebnis dieser Ausführungen kurz zusammenfasse, so glaube ich, dass die Annahme einer sehr ausgedehnten Vergletscherung des Himalaya, die selbst die äussere Kette des Gebirges oder gar die Siwaliks betraf, als nicht hinreichend begründet bezeichnet werden muss. Die quartären Gletscher reichten in den Thälern von Sikkim und Gurhwal bis ca. 2500 *m*, in Kashmir bis 1950 *m*, in dem niederschlagsarmen Spiti nur bis 3300 *m*, im obern Indusgebiete bei Skardo bis 2100 *m*, im Chilas vielleicht noch etwas tiefer hinab. Unterhalb dieser Höhengrenze fehlen sichere Anzeichen einer ehemaligen Vereisung. Wollte man das Ausmass der Vergletscherung des Himalaya im Vergleiche zu jener der Alpen charak-

terisieren, so könnte es am besten in dem Sinne von W. T. Blanford dahin geschehen, dass die quartäre Vereisung des Himalaya beiläufig einem Gletscherstande in den Alpen entspricht, bei dem die Eisströme des Berner Oberlandes bis in die Gegend von Interlaken reichen würden.«

Die Oberflächenformen der Gletscher wurden von Rob. Sieger in den Ötzthaler-, Stubaier-, Ortler- und Adamello-Alpen und am Gornergletscher studiert[1]). Er fand die Schmelzformen des Hochgebirgsschnees in völliger Übereinstimmung mit jenen der winterlichen Schneedecke. Selbst die im Bereiche einer konstanten Windrichtung so gewöhnliche, treppenförmige Aufeinanderfolge der Schichten und Schichtköpfe frischen Schnees mit den charakteristischen, scharf absetzenden, bisweilen zum Überhange unterschmolzenen, bisweilen zu Wülstchen aufgewehten Rändern fand er im Gebirge und sah auch, wie die beginnende Abschmelzung deren so schön geschwungene Konturen in kleine Spitzchen zerfranst, so dass man an angewitterte Schichtenköpfe von Kalk erinnert wird. Die Dünenbildung und die maulwurfshügel- oder ackerschollenartige Anhäufung des Schnees durch den Wind wurde oft wahrgenommen, die zwischen diesen Häufchen unregelmässig verlaufenden Gänge liessen aber nirgends die charakteristische Ausbiegung in der Windrichtung erkennen, welche die Schlagintweit den »Schneegangerln« zuschreiben. Die Firn- und Schneeschalen, eine Oberflächenform, die an Verbreitung mit den eben genannten wetteifert, sind mit den von Ratzel beschriebenen »Senkungen« des Schnees beim Tauen identisch. Er fand solche bis zu 1 *m* Länge und nahezu gleicher Tiefe. Seine Beobachtungen bestätigen den von Heim angenommenen Einfluss der warmen Luft auf ihre Entstehung.

Von karenähnlichen Formen konnte er die folgenden vier Typen häufig wahrnehmen:

»1. Echte Karen, am typischsten beobachtet im Schnee des Hochferners an der Schwarzseescharte. Sie entstehen auf steiler geneigten Böschungen aus den Firnschalen, indem von deren Randkämmen die längs der Böschung verlaufenden zu zusammenhängenden Linien verschmelzen, während die Quergrate sich erniedrigen und verflachen. Die Längsgrate sind vereist und oft überhängend. Neben dem herabrieselnden Schmelzwasser hat der Wind Anteil an ihrer Bildung. Die Böschung ist meist auf der Windseite etwas sanfter.

2. Einfache Cannelierungen in Neu- und Altschnee, sowie in Firn (Firnfurchen im Sinne Heim's). Sie folgen ebenfalls der Böschung und sind von grosser Regelmässigkeit des Verlaufes. Von wenigen Millimetern bis zu mehrern Dezimetern Tiefe, zeigen sie noch grössere Unterschiede in bezug auf die Abstände der einzelnen

[1]) Mitteil. d. deutschen u. österr. Alpenvereins. 1896. Nr. 20, 21, 22.

Furchen. Mitwirkung des Windes war in einigen Fällen zu erkennen, in andern ausgeschlossen. Das Herabrieseln der Schmelzwasser scheint die Hauptursache ihrer Entstehung zu sein.

3. Mitunter zeigen die Rinnen verwandter Art, welche im ganzen der Böschung folgen, eine gewundene Form wie Wasserläufe und gehen auch nach Art von solchen auseinander oder zusammen.

4. Karen zweiter Ordnung, scharfe, stark zerfressene, oft zu Fenster- oder Pferdekopfformen ausgenagte Grate des Schnees, die aber quer zum Gefälle der Oberfläche verlaufen. Sie entstehen aus der Anhäufung einzelner Schnee- oder Firntrümmer, wie sie bei Lawinen statthat. Die einzelnen Schollen oder Platten tauen an ihren Rändern am meisten auf und schmelzen durch Regelation zusammen. Die Richtung der sehr verzweigten Kämme, zwischen welchen oft breite Mulden liegen, hängt von den Stellen grösster Schneeanhäufung ab. In aperem Eise entstehen ähnliche Formen dort, wo Eishügel die Gletscheroberfläche zusammensetzen — auf dem Gornergletscher bis 2 *m* hoch — und die Abschmelzung der Grate verschärft und unterhöhlt. Man hat hier mitunter den Eindruck von Dolomitbergen kleinen Massstabes.

An solchen Eishügeln vollzieht sich auf der Sonnenseite noch ein anderer Prozess. Sie werden in kleine Säulen und Türmchen zerfressen, welche an die Auswaschungsformen unter dem Wasserspiegel von Eisseen erinnern. Ein schöner See auf dem Gornergletscher mit einer deutlichen Strandlinie, 2 *m* über dem Wasserspiegel, liess an seinen flachern Ufern unter dem heutigen und bis zu dem ehemaligen Spiegel hinauf eine solche Zernagung trefflich erkennen. Besonders schön sind die letztern an den Mittagslöchern dieses Gletschers, deren höherer Rand durchaus von solchen Türmchen flankiert ist. Nicht selten sind in diese wieder kleine Staublöcher eingefressen, so dass sie hohlrippenartige Röhren darstellen. Sie gehen bis zum Wasser der Mittagslöcher hinab und tragen zwischen sich die Reste glasheller Eisdecken, die einem frühern Wasserstande entsprechen. Auch hier hat also ihre Bildung grossenteils unter dem Wasser stattgefunden.«

Eine Klassifikation der europäischen Glazial-Ablagerungen giebt J. Geikie[1]), von welcher K. Keilhack folgende übersichtliche Darstellung und Charakterisierung mitteilt[2]):

1. Scanian. Mit diesem Namen bezeichnet er die ältesten Glazialablagerungen Nordeuropas, die er in Schonen (daher der Name) erkennt. Sie zeigen ihm die ehemalige Existenz eines grossen baltischen Eisstromes an, der das südliche Skandinavien von SO nach NW überflutete. Er parallelisiert damit in Britannien die

---

[1]) Journal of geol. 3. 3. p. 241. Chicago 1895.
[2]) Petermann's Mitteil. 1896. p. 70 u. ff.

Bänke arktischer Muscheln, den Thon von Chillesford und den Weybourn Crag in Norfolk und die Moränen und Schotter der ältesten Eiszeit in den Alpen, die von Penck als »Deckenschotter« bezeichnet sind. Zur gleichen Epoche scheint ihm das alte Diluvium des französischen Centralplateaus zu gehören. Senkung der Schneelinie in den Alpen 1200 *m* unter den heutigen Stand.

2. Hierauf folgt die älteste Interglazialzeit, als Norfolkian oder Elephas meridionalis-Stufe bezeichnet. Sie ist typisch repräsentiert in Nordeuropa durch das »Forest-bed« von Norfolk. Im Alpengebiete gehören zu dieser Stufe die Lignite von Leffe und andern Punkten Norditaliens, sowie die pflanzenführenden Ablagerungen der Höttinger Breccie; vielleicht gehören auch die oberpliozänen Ablagerungen Frankreichs von Mt. Perrier und St. Prest dieser Periode an.

3. Es folgt die zweite Eiszeit, in welcher überall die Eismassen ihre grösste Ausdehnung erlangten und von Skandinavien bis in das Herz des Königreichs Sachsen vorrückten. Geikie bezeichnet diese Stufe als Saxonian. Ihr entsprechen der untere Geschiebemergel der südlichen und westlichen Teile des nordeuropäischen Glazialgebietes, die äussern Moränen mit den zugehörigen Hochterrassenschottern in den Alpen, der »lower bowlder-clay« der britischen Inseln, sowie die ältern Moränen vieler Mittelgebirge in Mittel- und Südeuropa.

4. Die zweite Interglazialzeit ist sehr schön bezeichnet durch die sogenannten Schieferkohlen der Nordschweiz und wird danach als Helvetian oder Elephas antiquus-Stufe bezeichnet. Zu dieser Stufe gehören zahlreiche Interglazialablagerungen meist marinen Charakters in Grossbritannien, sowie eine Anzahl mariner und Süsswasserbildungen auf dem Kontinent. Angeführt werden die Torflager von Holstein und Klinge, die interglazialen Sande von Rixdorf, die »Schieferkohlen« der Schweiz und Bayerns, die marine Terrasse in den untern Breccien Gibraltars, ein Teil der pleistozänen Flussablagerungen in den Thälern der Themse, Seine, des Rheins, sowie viele Höhlenausfüllungen in Westeuropa.

5. Die dritte Glazialzeit wird nach ihrer Verbreitung in Polen als Polandian bezeichnet. Zu ihr gehören in Norddeutschland derjenige Teil des sogenannten obern Diluviums, der südlich vom baltischen Höhenrücken liegt, der »upper bowlder-clay« und die zugehörigen fluvio-glazialen Ablagerungen Grossbritanniens, die äussern Moränen und der Niederterrassenschotter der Alpenvorländer und ein Teil weiter zurückgelegener Moränen in den Thälern der Mittelgebirge.

6. Die folgende Interglazialzeit soll am besten charakterisiert sein durch marine Schichten im südöstlichen Balticum und wird nach einer von Jentzsch beschriebenen westpreussischen Lokalität als Neudeckian bezeichnet.

7. Es folgt die vierte Eiszeit, als **Mecklenburgian** bezeichnet. Ihr südliches Ende erreichte dieselbe in der von der Endmoräne des baltischen Höhenrückens eingenommenen Linie, und es gehören demnach zu ihr die Bildungen des obern Diluviums auf dem baltischen Höhenrücken und nördlich von demselben. In Grossbritannien und in den Alpen war während dieser Eiszeit die Gletscherentwicklung auf die eigentlichen Gebirgsthäler beschränkt, und ihr Ende bezeichnen mächtige Moränen in den grossen Thälern.

8. Die folgende Interglazialzeit umfasste im baltischen Gebiete die Zeit, in welcher ein Teil der heutigen Ostsee von einem Süsswasserbecken erfüllt wurde, dessen charakteristischer Bewohner eine kleine Schnecke (Ancylus) war. Zu dieser Zeit gehören ferner ein Teil der Littorinaschichten in Skandinavien und die älteste Waldflora in den Torfmooren des nordwestlichen Europas; die Stufe wird dadurch als **Lower forestian** bezeichnet.

9. Die fünfte Eiszeit, **Lower Turbarian** genannt, ist repräsentiert durch den über dem untern und unter dem obern Waldbette liegenden Torf der britischen Hochmoore, durch Kalktuffe in Skandinavien, durch marine Strandlinien in Schottland, durch einen Teil der skandinavischen Littorinaschichten und durch Thalmoränen in Schottland, Norwegen und den Alpen.

10. Die als **Upper forestian** bezeichnete fünfte Interglazialzeit ist, wie schon der Name andeutet, durch das obere Waldbett der Moore bezeichnet.

11. Die letzte Eiszeit, das **Upper Turbarian**, ist nur in Schottland durch Gletscher in den obern Teilen der Thäler vertreten, während in Norwegen und in den Alpen die dieser Stufe angehörenden Moränen noch aufzufinden sind.

Diese Einteilung und Parallelisierung wird von Keilhack mit Recht bemängelt. »Was wir Norddeutschen,« sagt er, »bislang als obern Geschiebemergel, als Grundmoräne der letzten nordeuropäischen Eiszeit charakterisiert haben, was wir in ununterbrochenem Zusammenhange in breitem Streifen aus dem Gebiete südlich von Berlin bis an die Küste der Ostsee verfolgt und als eine einheitliche Bildung erkannt haben, wird von Geikie zerlegt in die Bildungen zweier Eiszeiten, von denen die jüngere an der Endmoräne des baltischen Seenrückens ihren Südrand erreicht haben soll. Nun ist aber erstens diese Endmoräne kein einheitliches Gebilde, sondern es liegen mehrere Reihen solcher Endmoränen hintereinander; und zweitens zieht die Grundmoräne sich an vielen Stellen gleichmässig unter diesen Endmoränen hindurch und breitet sich gleichmässig auch über die südlich davon liegenden Gebiete aus. Mit demselben Rechte, mit dem Geikie zwei Eiszeiten als Mecklenburgian und Polandian unterscheidet, könnte er die in 2, 3 und mehr Linien hintereinander folgenden Endmoränenzüge des Baltikums benutzen, um daraufhin die ehemalige Existenz von 3, 4 und 5 Eiszeiten zu konstatieren,

die alle mit dem zusammenfallen würden, was wir oberes Diluvium nennen.«

An Stelle der Geikie'schen setzt Keilhack folgende Einteilung und Parallelisierung der Eiszeiten:

	Norddeutschland.	Alpen.	Entsprechend dem Geikie'schen
I. Eiszeit	Älteste Grundmoräne, vielleicht bis zum Südufer des baltischen Höhenrückens reichend	Deckenschottermoräne u. Terrasse	Scanian.
1. Intergl.-Z.	Süsswasserkalke der Mark u. das nördliche hannov. Torflager von Klinge. Paludinabank, Yoldenthon, W.-Pr.	Höttinger Breccie	Norfolkian.
II. Eiszeit	Unterer Geschiebemergel zum grössten Teil	Äussere Moräne. Hochterrassenschotter	Saxonian.
2. Intergl.-Z.	Rixdorf, Lauenburg und andere Lager Holsteins. Marine Schichten des Weichselgebietes	Schieferkohlen der Nordschweiz, des Algäu und Bayerns	Helvetian und Neudeckian.
III. Eiszeit	Oberer Geschiebemergel. Endmoränen in mehrern Zügen	Innere Moräne. Niederterrassenschotter	Polandian und Mecklenburgian.
3. Intergl.-Z. und folgendes	Nebst den folgenden Geikie'schen Stufen für Norddeutschld. als Postglazialzeit zusammenzufassen.	Ältere und jüngere Moränen der inneralpinen Thäler	Lower Forestian bis Upper Turbarian.

13. Die Lufthülle im allgemeinen.

Das Gewicht eines Liters Luft. Auf Grund der Ergebnisse von Regnault, Jolly, Leduc und Lord Rayleigh hat D. J. Mendelejew eine neue Berechnung des Gewichtes der Luft ausgeführt. Er findet, wenn g die Konstante der Gravitation bedeutet, im Mittel, dass 1 Liter Luft $0.131\,844\ g \pm 0.00010\ g$ wiegt[1]).

Der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre ist von Andrée und F. Palmquist untersucht worden, indem ersterer Luftproben in verschiedenen Höhen bei Ballonfahrten, nahm und diese von letzterem

[1]) Z. S. d. Hauptinst. f. Masse u. Gewichte, 1. T., Zusatz zum Journal d. russ. phys.-chem. Ges. 1894.

analysiert wurden[1]). Im Mittel findet man an der Erdoberfläche 3.03 bis 3.20 Volumteile in 10.000 Luft, in der Höhe von 1000 bis 3000 *m* 3.23 und in der Höhe von 3000 bis 4300 *m* 3.24 Vol. CO_2. Hingegen machen sich auffallende Differenzen bemerkbar, wenn man den Kohlensäuregehalt der höhern, freien Luftschichten nach den Windrichtungen ordnet; die hier auftretenden Unterschiede sind zwar keine ganz regelmässigen, weil in der Luft sich verschiedene Strömungsrichtungen kreuzen, so dass mehr oder weniger bedeutende Mischungen der Luftmassen mit verschiedenem Kohlensäuregehalt nicht ausgeschlossen sind. Wohl aber war dieses Ergebnis Veranlassung, der Frage näher zu treten, ob und inwieweit der Kohlensäuregehalt der Luft von ihrer Herkunft abhängig sei, bezw. von ihrer Berührung mit der Erdoberfläche, da anzunehmen war, dass Absorption und Entwicklung von Kohlensäure nur hier, nicht aber in der Atmosphäre stattfinden werde.

Von diesem Gesichtspunkte aus hat Andrée, unter Benutzung der Wetterberichte der meteorologischen Centralanstalt zu Stockholm, die Kohlensäuremessungen der beiden Stationen Waxholm und Experimentalfäldet, welche in einem barometrischen Maximum ausgeführt sind, und die im barometrischen Minimum gemachten, zusammengestellt und diese Werte mit den entsprechenden Monatsmitteln verglichen. An beiden Stationen zeigte sich, dass der Kohlensäuregehalt im Maximum höher, im Minimum geringer ist, als das Monatsmittel. Darf man dieses Ergebnis verallgemeinern, so besagt es, dass eine absteigende Luftmasse einen höhern Kohlensäuregehalt mitbringt, welcher an der Erde vermindert wird, so dass der aufsteigende Luftstrom dann kohlensäureärmer ist.

Dass der grössere CO_2-Gehalt im Maximum durch die Windstille veranlasst worden sei, glaubt Andrée durch den Umstand widerlegt, dass unter den in die Tabelle aufgenommenen Fällen von barometrischen Maximis in der Hälfte die Windstärke nicht 0 gewesen, und dass sie in den Dezember und Februar fallen, für welche Monate eine stärkere Bereicherung der ruhenden Luft durch Kohlensäure infolge der Verwesungsprozesse auszuschliessen ist.

Man muss vielmehr annehmen, dass kohlensäurereichere Luft von höhern Lufschichten zur Erde niedergestiegen. Daraus darf jedoch nicht der Schluss gezogen werden, dass ganz allgemein die Luft bei hohem Drucke kohlensäureärmer sein müsse. Vielmehr machen sich gewöhnlich andere Momente in einer Weise bemerkbar, dass der hier besprochene Einfluss ganz verwischt und in den Hintergrund gedrängt wird. So ist von wesentlicher Bedeutung der Einfluss der Windrichtung. Aus den Beobachtungen zu Waxholm ist überzeugend zu entnehmen, dass die nördlichen und nordwestlichen Landwinde viel mehr Kohlensäure enthalten, als die südöst-

[1]) Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akad. Förhandlingar 1894. p. 355.

lichen Seewinde, deren Luft, über die Oberfläche der Ostsee streichend, an ihrem Kohlensäuregehalt grosse Einbusse erlitten.

Andrée glaubt annehmen zu dürfen, dass in den untersuchten Gegenden die niedrigern Luftschichten mehr Kohlensäure aus den obern Schichten empfangen, als von der Erdoberfläche. Hiermit stimmt auch die Beobachtung, dass Nansen auf seiner Grönlandexpedition in Höhen von 2300 bis 2700 *m*, bei Temperaturen von — 19.4° bis — 24°, wo eine Aufnahme von Kohlensäure aus Verwesungsvorgängen ausgeschlossen war, den Kohlensäuregehalt ebenso gross und selbst grösser gefunden, als im Experimentalfäldet bei Stockholm.

Die Absorption des Lichtes in der Atmosphäre hat F. Hausdorff untersucht[1]), zunächst zur Ermittelung der Ursache der kleinen Differenzen, welche die Vergleichung der Laplace'schen Absorptionstheorie mit der von Müller aus dessen Beobachtungen für Potsdam aufgestellte Extinctionstabelle zeigt. Es ergab sich zunächst für die Laplace'sche Absorptionstheorie, auch bei schärferer Entwicklung derselben, ein negatives Resultat. Diese Theorie entspricht daher vollständig den thatsächlichen Verhältnissen innerhalb der zur Zeit erreichten Genauigkeit. Verf. lässt deshalb den von Laplace angenommenen Zusammenhang der Absorption mit der Refraktion fallen und entwickelt eine Reihe von selbständigen Anschlussformeln für die Absorption, die er dann mit dem empirischen Material vergleicht. Zum Schlusse geht er endlich noch auf die seiner Zeit von Langley gegen die Absorptionstheorien erhobenen Einwände ein und untersucht, ob unter deren Berücksichtigung ein besserer Anschluss an die Beobachtungsdaten zu erzielen ist. Langley hat behauptet, dass die Grundformel aller bisherigen Absorptionstheorien nur für homogene Luft Giltigkeit besitzt, für zusammengesetzte aber einer Abänderung bedürfe, die er angiebt. Diese Bemerkung ist theoretisch richtig, aber die bis jetzt erreichte Genauigkeit der Beobachtungen ergiebt dem Einwande keine praktische Bedeutung.

Die Absorptionslinien im Luftspektrum sind auf dem Ätna, in Nicolosi und Catania vergleichend von A. Riccó studiert worden[2]). Die Dampfspannung beträgt im Mittel in Catania: im Winter 7.4 *mm*, Frühling 7.9, Sommer 12.7, Herbst 10.6, während die entsprechenden Werte für das Observatorium auf dem Ätna bez. 2.6, 2.6, 4.3 und 3.5 betragen; und während an den drei Stationen Ätna (2947 *m*), Nicolosi (700 *m*), Catania (65 *m*) die Dicke der von den Sonnenstrahlen zu durchsetzenden Luftschichten bei gleichem Sonnenstande

[1]) Bericht über Verhandlungen d. Kgl. Sächs Ges. d. Wiss. in Leipzig. 1895. p. 401.

[2]) Memorie della Società degli spettroscopisti italiani. 1896. 25. p. 125. Naturw. Rundschau 1896, Nr. 41, woraus oben der Text.

sich wie 7 : 9 : 10 verhält, ist das Verhältnis der Dampfspannungen bez. Dampfmengen an den drei Stationen 3 : 7 : 10. Die Untersuchungen des Sonnenspektrums wurden mit einem Browning'schen Spektroskop von mässiger Dispersion, das aber noch die Linien D_1 und D_2 gut trennte und zehn Prismen enthielt, bei 2.5facher Vergrösserung ausgeführt. Sie erstreckten sich auf die Linien 686.8 $\mu\mu$ (B), 655.2 (C), 651.7, 649.6, 631.7, 630.2, 627.8 (α), 594.3 (Regenband), 589.6 (D), 585.8 und 580 (δ), und ausserdem wurde auch die Intensität der Liniengruppen an der weniger brechbaren Seite von B beobachtet. Von diesen Linien sind B und α (ebenso wie A) entschieden terrestrisch und müssen wegen ihres gleichartigen Verhaltens einem gleichen Bestandteil der Atmosphäre ihren Ursprung verdanken, nach Egeroff, Janssen und Riccó sind es Sauerstofflinien. Ebenso übereinstimmend sind die Beobachter der Ansicht, dass der Wasserdampf einige Linien beeinflusse, namentlich die Linie 594, welche von Piazzi-Smyth direkt Regenband genannt worden ist. Die Linien 651.5 und α sind gleichfalls atmosphärische, während die übrigen untersuchten Linien der Sonne angehören und zur Vergleichung und Kontrolle der Beobachtungen benutzt wurden. Als Massstab für die Beurteilung der Intensität, für welche 8 Grade angenommen wurden, dienten die Linien C, α und D_2, und zwar jede für die am nächsten stehenden Linien oder Streifen. Bemerkt muss werden, dass das benutzte Spektroskop keine für quantitative Messungen genügende Dispersion besass; bei stärkern Dispersionen zeigen sich die meisten Fraunhofer'schen Linien, auch die hier untersuchten, aus feinern Linien zusammengesetzt, die zum Teile solare, zum Teile terrestrische sind; da nun erstere konstant bleiben, so bieten die Intensitätsänderungen der unaufgelösten Linien keinen genauen Massstab für die Abhängigkeit der Linien von der Atmosphäre. Riccó will daher seinen Beobachtungen zunächst nur qualitativen Wert beilegen.

Im ganzen wurden auf dem Ätna 34 Beobachtungsreihen ausgeführt, in Nicolosi 31 und in Catania 33. Aus den Einzelbeobachtungen sind die Mittel für die verschiedenen durchstrahlten Luftmassen genommen und in einer Tabelle, sowie graphisch für die vier Linien 651.7, α, Regenband und δ dargestellt. Die aus den Messungen sich ergebenden Resultate sind kurz folgende:

Die Intensität der Liniengruppe bei B ist bei gleicher, durchstrahlter Luftmasse an allen drei Stationen gleich; sie rührt daher, wie bereits bekannt, von einem stetigen Bestandteil der Atmosphäre, dem Sauerstoff, her. Dasselbe gilt von den Linien B, 651.7 und α, doch nimmt bei letzterer an allen drei Stationen die Intensität ziemlich proportional der Masse der durchstrahlten Luft zu, während diese Proportionalität für die beiden andern Linien nicht existiert. Auch die Linie δ hat ziemlich die gleiche Intensität auf allen drei Stationen bei gleicher Masse der durchstrahlten Luft. Anders verhielt sich das Regenband; bei gleicher Luftmasse hatte es auf dem

Ätna stets geringere Dicke als an den beiden andern Stationen, und zwar war sie geringer als die Hälfte; dieses Band rührt also von einem veränderlichen, mit der Höhe abnehmenden Bestandteile der Atmosphäre her. Das gleiche Ergebnis liefert die graphische Darstellung, in welcher die Dicke der durchstrahlten Luft als Abscissen, die Intensität der Linien als Ordinaten genommen wurden. Alle geben gerade oder schwach zur Abscisse konkav gekrümmte Linien, die durch den Anfang der Abscisse hindurchgehen und, mit Ausnahme der Regenbande, für alle drei Stationen ziemlich gleich sind, während diese Bande für Catania und Nicolosi durch dieselbe gerade Linie, für das Observatorium auf dem Ätna durch eine viel tiefere dargestellt wird.

Dass das Regenband vom Wasserdampfe herrührt, wird ausser durch die oben angegebenen Feuchtigkeitsverhältnisse der drei Stationen auch dadurch erwiesen, dass im allgemeinen den Maximis der Intensität dieser Bande eine grössere Wasserdampfspannung entspricht als den Minimis, und das Mittel der Wasserdampfspannung für alle Maxima das für die Minima am Observatorium des Ätna um mehr als ein Drittel und am Observatorium zu Catania um ein Sechstel übertrifft. »Diesem Streifen gebührt daher mit Recht der Name Regenband, den ihm Piazzi-Smyth gegeben, da er die Luftfeuchtigkeit angiebt und somit die Wahrscheinlichkeit des Regens.«

14. Temperatur.

Temperatur-Minima auf den Höhen der Mont-Blanc-Gruppe. Janssen hat im Herbste 1894 Minimum-Thermometer niederlegen lassen[1]) auf dem Brévent in 2600 *m* Höhe, auf dem Buet in 3300 *m*, auf dem Gipfel des Mont-Blanc und ausserdem an zwei Punkten des Arve-Thales, in Chamunix (1050 *m*) und Roche-sur-Foron (500 *m*). An dieser letztern Station war die niedrigste Temperatur, die im Februar beobachtet wurde, —16°, während in Chamunix die niedrigsten Temperaturen im Januar eintraten, das Thermometer sank hier bis auf —28°. Auf Anordnung von Janssen wurden die Thermometer, die auf den Höhenstationen aufgestellt waren, im Anfange des April 1896 abgelesen, die absoluten Minima des Winters waren —26° auf dem Brévent, —33° auf dem Buet und —43° auf dem Gipfel des Mont-Blanc.

Holosphärische Isanomalen der Temperatur. Erminio Sella veröffentlichte[2]) eine Arbeit, welche an den von Dove eingeführten Begriff der Temperatur-Isanomalen anknüpft. Dove ging von dem Gedanken aus, dass bei einer homogenen Oberfläche der Erde auf einem und demselben Parallelkreise allenthalben dieselbe Mittel-

[1]) Annuaires de la Société Météorol. de France 1895. p. 104.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1896. Maiheft.

temperatur herrschen müsste, und dass dementsprechend der Einfluss von Festland und Wasser am auffallendsten hervortreten muss, wenn man die Differenzen bildet zwischen dem einem bestimmten Orte zukommenden Mittelwerte der Temperatur und dem des ganzen Parallelkreises. Diese Differenz nannte er die thermische Anomalie, und als Isanomalen bezeichnete er die Linien, welche alle Orte mit gleicher Anomalie verbinden, entsprechend den Isothermen, durch welche Humboldt zuerst die Orte mit gleichen Mitteltemperaturen verband.

Die ideale Temperaturverteilung bei homogener Oberfläche vermag man nun freilich ohne allzu gewagte Hypothesen leider nicht zu ermitteln. Doch lassen sich die Mittelwerte der Parallelkreise wenigstens annähernd in der Weise feststellen, dass man das arithmetische Mittel aus den Mittelwerten aller auf gleichem Parallelkreise liegenden Stationen berechnet.

Die Sella'sche Arbeit stellt nun insofern einen Fortschritt gegen die Dove'sche dar, als sie die Mitteltemperaturen beider gleichweit vom Äquator abstehenden, d. h. unter der gleichen nördlichen und südlichen Breite gelegenen Parallelkreise zu einem Gesamtmittel vereinigt, während Dove die beiden Hemisphären unabhängig von einander bearbeitet hat; Dove hat die hemisphärischen, Sella die holosphärischen Isanomalen berechnet. Die letztern bieten insofern einen Vorteil gegenüber den andern, als sie allein im stande sind, das verschiedene Verhalten beider Hemisphären in den nach den Differenzen gezeichneten Karten hervortreten zu lassen.

Übrigens ist zu bemerken, dass der Gedanke der holosphärischen Temperatur-Isanomalen nicht Sella's Eigentum ist, sondern dass die Arbeit angeregt wurde durch den Direktor des Berliner Meteorologischen Institutes, Geh. Rat Prof. Dr. von Bezold, welcher durch seine Arbeiten über Isanomalen des erdmagnetischen Potentiales auf jenen Gedanken geführt wurde.

Sella hat nun nicht nur die holosphärischen Isanomalen der Temperatur für das Jahresmittel berechnet, sondern auch für die Monate Januar und Juli. Dabei ging er natürlich in der Weise zu Werke, dass er die Normaltemperaturen des Januar auf einer Hemisphäre und des Juli auf der andern zum Mittel vereinigte. Die Karte, welche die Januar-Isanomalen für die nördliche Halbkugel bedeutet, musste für die südliche Hemisphäre als Juli-Isanomalen-Karte bezeichnet werden und umgekehrt.

Bearbeitet wurde das ganze Gebiet vom 60. Grade südlicher bis zum 75. Grade, stellenweise 80. Grade nördlicher Breite.

Von den Ergebnissen seien die folgenden erwähnt:

Wie zu erwarten war, weichen die holosphärischen Isanomalen des Jahres nicht sehr stark von den hemisphärischen ab. Bis zu der Breite von 60° beträgt die Differenz zwischen beiden nirgends mehr als 0.8°.

Da die Konstruktion der holosphärischen Isanomalen im Grunde genommen nichts anderes ist, als eine Vergleichung der Temperaturverhältnisse unserer Erde mit einer andern, deren Kontinentalitätscharakter kleiner ist als der unserer nördlichen und grösser als derjenige der südlichen Hemisphäre, so ist von vornherein zu vermuten, dass auf der nördlichen Halbkugel der Landcharakter, auf der südlichen der Seecharakter stärker hervortreten wird. Und thatsächlich tritt diese Erscheinung in so ausgesprochener Weise auf der Karte hervor, dass man besonders für die höhern Breiten nach dem Verlaufe der Isanomalen beinahe die Umrisse der Kontinente zeichnen könnte (in den niedern Breiten ist diese Erscheinung weniger deutlich zu beobachten, da hier die Verteilung von Land und Wasser eine ungefähr gleiche ist).

Im Jahresmittel ist die nördliche Hemisphäre bis ungefähr zu einer Breite von 45° wärmer als die südliche Hemisphäre, von da ab ist sie kälter.

Auch aus den Januar- und Juli-Isanomalen, welche natürlich weit bedeutendere Unterschiede mit den hemisphärischen Isanomalen aufweisen, als die Jahres-Isanomalen, lassen sich interessante Schlüsse folgern:

Gegen den Äquator zu ist die nördliche Hemisphäre ebenfalls wärmer als die südliche im Juli, doch schon von 25° 50′ an wird sie, entsprechend ihrem entschiedenen Kontinentalcharakter, kälter. Umgekehrt ist die nördliche Halbkugel im Juli nahe dem Äquator etwas kälter als die südliche im Januar, doch schon bei 4° 30′ tritt hier der Wendepunkt ein.

Für diejenigen Gegenden, in welchen die Temperatur-Anomalien ein Maximum erreichen, weichen die Zahlenwerte der holosphärischen Isanomalen sehr beträchtlich von den hemisphärischen ab. Für die Lofoten fand Dove eine Januar-Anomalie von + 26°, nach Sella beträgt sie nur + 18°. Für das berühmte Kältegebiet im östlichen Sibirien (Gegend um Werchojansk im Lenathale) dagegen ergeben die holosphärischen Isanomalen des Januar einen Wärmeausfall von vollen 33°.

In den höhern Breiten (von 40° an) der südlichen Hemisphäre hatten die Dove'schen Isanomalen für den Sommer nur unbedeutende Werte der Abweichung ergeben, die holosphärischen Anomalien erreichen — 10°. Umgekehrt kommen im Winter in denselben Gegenden positive Abweichungen von 12° vor, wohin die hemisphärischen Anomalien die Null-Isanomale verlegten.

Beiderseits des Äquators treten auf allen drei Isanomalen-Karten in den östlichen Teilen des Atlantischen und Stillen Ozeanes scharf ausgeprägte Kältegebiete hervor. Man könnte denken, dass sie verursacht werden durch kalte Strömungen, die von höhern Breiten, den Kontinenten entlang, gegen den Äquator hinströmen. Doch müssten die Kälteinseln in diesem Falle sich eng an die Küsten drängen und langgestreckte Formen besitzen; in Wirklichkeit aber

haben sie eine eigentümliche, fast kreisförmige Gestalt, so dass man wohl wirkliche Kältequellen in ihnen suchen muss. Sella glaubt nun eine Erklärung darin zu sehen, dass in den genannten Gebieten ein Ersatz für das von den Passaten stets fortgetriebene warme Wasser der Meeresoberfläche schwieriger ist als anderswo, infolge der vorgelagerten Landbarre. Diese sehr plausible Erklärung wird noch wahrscheinlicher durch die Thatsache, dass im östlichen Teile des Indischen Ozeans, wo die abschliessende Kontinentalität durchbrochen ist, eine Kälteinsel im angedeuteten Sinne sich nicht findet.

15. Luftdruck.

Die Luftdruckschwankungen in ihren Beziehungen zu den Depressionen hat B. Sresnewsky nach den Aufzeichnungen des Jahres 1887 des meteorologischen Centralobservatoriums in Russland studiert[1]). Er kommt zu folgenden Ergebnissen:

Starkes Fallen und Steigen des Barometers zeigen sich grösstenteils (aber nicht immer) als eine Begleiterscheinung der Cyklonen.

Die Bewegung des Luftdruckminimums wird beschleunigt, wenn das Barometer in dem Gebiete desselben rasch fällt. Das rasche Fallen des Barometers kann aber nicht als Ursache für eine Richtungsänderung der Bewegung des Minimums angesehen werden.

Die Annahme, nach welcher das Centrum der Cyklone sich nach der Richtung des schwächsten Gradienten bewegen soll, ist nicht richtig, wenigstens nicht im Falle starken Sinkens des Barometers. Die Annahme, nach der das Centrum der Cyklone sich gegen den Ort hinbewegt, wo das Barometer am stärksten fällt, ist ebenfalls nicht richtig, wenigstens nicht in Fällen starken Sinkens des Barometers. Vielmehr liegt das Centrum der Cyklone stets nach links von dem Punkte des stärksten Fallens des Barometers, und zwar im Mittel um einen Winkel von 50°.

Diese Regel erklärt sich aus der grossen Exzentrizität der äussern Isobaren der Cyklone und aus dem Unterschiede des barometrischen Gradienten auf beiden Seiten der Bahn. Der Gradient der untersuchten Cyklonen, welche von starkem Fallen des Barometers begleitet sind, beträgt im Mittel 2.2 *mm* auf der südlichen und 1.4 *mm* auf der nördlichen Seite der Cyklone.

Die Axe der Cyklone, d. i. die allgemeine Richtung der grössten und kleinsten Gradienten, ist sehr stetig, und ihr Azimut ist N 9° E.

Starkes Fallen des Barometers um 10 *mm* und mehr innerhalb zehn Stunden macht sich nur in der kalten Jahreszeit, und zwar vornehmlich in Central- und Nordrussland bemerkbar; im Süden ist dasselbe äusserst selten.

---

[1]) Bull. société imp. des Naturalistes de Moscou. 1895. p. 319.

Das Gebiet des stärksten Fallens des Barometers liegt im südöstlichen Quadranten der Cyklone, fällt mit dem Gebiete heftigster Winde zusammen und pflanzt sich fast parallel zur Bahn des Centrums der Cyklone fort. Es giebt aber auch Fälle, in denen eine gleichzeitige Fortpflanzung der Depression und der Stürme unabhängig vom Minimum vor sich geht, welches letztere eine fast unbewegliche Position im äussersten Norden einnimmt.

Starkes Fallen des Barometers wird nach Verlauf von 24 Stunden gewöhnlich von einem Steigen desselben gefolgt. Umgekehrt geht häufig ein starkes Steigen des Barometers dem Sinken desselben um 30 bis 35 Stunden voraus. Aufeinanderfolgendes Steigen und Fallen des Barometers tritt gewöhnlich beim Vorübergange von 2, 3 und mehr aufeinanderfolgenden Minimis und der dieselben trennenden Kämme höhern Druckes über den Beobachtungsort ein. Solche zusammenhängende Minima bewegen sich ungefähr in einem mittlern Abstande von 1800 *km* auf ähnlichen Bahnen hinter einander, wobei sich die Bahn des nachfolgenden Minimums grösstenteils südlicher an die Bahn des ersten anlegt.

Starkes Fallen des Barometers wird in der Nähe bedeutender thermischer Anomalien beobachtet. Die Depression bewegt sich zwischen den Gebieten niedriger und hoher Temperatur, wobei dieselbe die Temperatur unter der normalen links, diejenige über der normalen rechts von sich lässt. Die Isotherme, welche man durch das Minimum um 9^h p. legt, geht in der folgenden Nacht zwischen den Gebieten des Steigens und Fallens des Barometers durch, und zwar so, dass das grösste Steigen auf der warmen Seite der Isotherme, das grösste Fallen auf der kalten Seite vor sich geht.

Der Übergang der Barometer-Depressionen über die Felsengebirge ist nach der Ausbreitung der Beobachtungsstationen in den Vereinigten Staaten von Prof. Cleveland Abbe studiert worden. Derselbe spricht seine Ansichten hierüber in folgender Weise aus[1]):

»Die internationalen Wetterkarten der nördlichen Hemisphäre, die das Wetterbureau für mehrere Jahre veröffentlicht hat, zeigen klar, dass im allgemeinen Gebiete hohen und niedern Druckes, die zuerst in der nordwestlichen Ecke unserer täglichen Wetterkarten sich zeigen, genau genommen nicht in Alberta oder Britisch-Kolumbien entstehen, sondern Teile grösserer Systeme von Hoch- und Niederdruckgebieten sind, die zwischen den geographischen Breiten von 40° bis 70° zirkulieren. Diese »Hoch« und »Tief« sind so miteinander verknüpft, dass sie bald als ganze Cyklonen und Anticyklonen, bald als abwechselnde Wellenthäler und -kämme bald als kleinere Episoden gleich den Strudeln in einem schnellen Wasserstrome angesehen werden können. Im letztern Falle spricht man

---

1) Monthly Weather Review. 1895. Der Text oben nach der Wiedergabe in den Annalen der Hydrographie. 1896. 6. p. 277 u. ff.

von der Cyklone als von einem »von der Strömung getriebenen Wirbel«, obwohl nach der Hydraulik diese Wirbel als Ganzes mit nur der Hälfte von der mittlern Geschwindigkeit ihrer innern Bewegung sich fortpflanzen. (?) Die internationalen Karten zeigen ferner, dass wenn sich ein Gebiet niedern Luftdruckes, bezw. ein cyklonisches Windsystem der Küste von Britisch-Kolumbien und Alaska nähert, es gewöhnlich in einer Bewegung von SW nach NO begriffen ist, und dass bald danach ein Gebiet niedrigen Luftdruckes sich südlich und östlich vom ursprünglichen Centrum, nämlich in Alberta und Saskatchewan, auf der Ostseite der Rocky Mountains, entwickelt. Für diesen Prozess, durch den eine Depression auf der Westseite des Gebirges abstirbt, und eine neue auf seiner Ostseite sich entwickelt, sind mehrere Tage erforderlich.

Allgemein gesprochen, wird der wohl ausgebildete Wirbel, der die ursprüngliche Depression kennzeichnete, in seinen untern Schichten gänzlich zerstört, gerade wie Orkanwirbel oft zerstört werden beim Uebergange über die Appalachen. Während dieses Stadiums wird das ursprünglich runde »Tief« zunächst zu einem Oval oder einer Furche oder einer V-förmigen Depression, deren Spitze südwärts bis nach Arizona und Mexiko reicht, während ihr breiteres Ende sich nach dem Polarkreise öffnet. Es hat dann vorübergehend das Aussehen und den Bau einer Welle, und zwar einer kleinen Welle, die der grossen barometrischen Depression der arktischen Gegenden oder sonst einem grossen Gebiete niedrigen Druckes, einer »Meiobare«, aufgesetzt ist. Unter diesen Umständen strömt Luft von den nächsten Gebieten hohen Druckes hinein, aber diese einströmende Luft wird notwendig unter dem Einflusse der Erdumdrehung nach rechts abgelenkt, wobei sich die Furche niedern Druckes vertieft und südwärts verlängert. Der Betrag dieser Druckverminderung ist gross und ist durch Ferrel 1857, Peslin 1869, Colding 1871 und noch eingehender durch Guldberg und Mohn 1872 erklärt worden. Das südliche Ende der Furche zeigt fast stets die grössten Gegensätze in bezug auf Wind, Temperatur und Luftdruck und wird sehr bald das Centrum eines wohlausgebildeten cyklonischen Wirbels, während das nördliche Ende sich ausfüllt. Auf diese Weise ruft eine Cyklone, die auf der Westseite des Gebirges ankommt, eine Cyklone auf dessen Ostseite weiter im Süden hervor; die Furche ist der Übergangszustand.

Die ursprüngliche Cyklone war kräftig wegen ihrer Lage auf dem glatten Ozeane und hatte eine lange Lebensdauer wegen ihrer Feuchtigkeit und ihrer Wolken. Die neue Cyklone ist weit schwächer wegen ihrer Lage im Innern des trockenen Kontinentes und wird absterben, wenn ihr keine Feuchtigkeit zugeführt wird. Bei ihrem Fortschreiten ostwärts, trifft sie auf die Appalachenkette und unterliegt in der Regel ganz ähnlicher Umbildung in Ovale und Furchen und der Neubildung eines Centrums auf der Atlantischen Küste; in dieser neuen Lage wird sie reichlich mit Feuchtigkeit im Osten und trockener

Luft auf der Westseite gespeist, welche Bedingungen ausserordentlich günstig für ihr weiteres Wachstum durch die Bildung von Wolken und Regen sind.

Im allgemeinen verhindern die Unregelmässigkeiten der Erdoberfläche eine lange Dauer von stehenden Wellen in der unteren Atmosphäre; dieselben begünstigen aber die Bildung permanenter lokaler Gebiete hohen und niedern Druckes. Sollten die letzten Ursachen des niedrigen und hohen Luftdruckes Wellen sein, die durch die Schwere erzeugt sind, so können diese nur in der obern Atmosphäre bestehen; in manchen Fällen mögen diese so andauernd sein wie die sogenannten stehenden Wellen hinter einem Hindernisse im Flusse.«

Der Einfluss des Mondes auf die barometrischen Maxima ist von A. Poincaré an der Hand der Karten des Signal Office untersucht worden[1]). Um den Einfluss der Barometerschwankungen je nach der Bewegung des Mondes (in Deklination) deutlicher zu zeigen, werden die Verschiebungen der Gebiete des höchsten Druckes der gemässigten Zone in der Breite erörtert. Dabei ergaben sich nun die folgenden Resultate:

Mittlere Breite der Maxima zur Zeit der Lunistitien:

(Zeit vom 15. Juni 1878 bis 19. Juni 1879. 14 tropische Umläufe. Mittlere Amplitude der Mondoszillation: 53.4°.)

Mond:	19. und 25. Juni	11. und 26. Juli	8. und 22. Aug.	4. und 19. Sept.	1. und 16. Okt.
südlich:	13.5	13.1	10.3	12.4	12.6
nördlich:	23.2	21.0	18.2	19.7	27.5
Differenz:	9.7	7.9	7.9	7.3	14.9

Mond:	29. Okt. und 12. Nov.	25. Nov. und 10. Dez.	23. Dez. und 5. Jan.	19. Jan. und 2. Febr.	15 Febr. und 2. März
südlich:	18.9	27.6	22.6	29.1	28.7
nördlich:	34.0	33.2	34.8	31.8	36.0
Differenz:	15.1	5 6	12.2	2.7	7.3

Mond:	14. und 29. März	11. und 25. April	2. und 22. Mai	5. und 19. Juni
südlich:	23.2	20.8	21.7	18.7
nördlich:	28.0	29.6	30.3	22.6
Differenz:	4.8	8.8	8 6	3 9

Es gelten die Zahlen für jene Tage, an welchen der Mittag von Paris den südlichen und nördlichen Lunistitien am nächsten kam. Im Mittel ergiebt sich dabei für das südliche Lunistitium 19.5°, für das nördliche 27.9°, also 8.4° Differenz.

[1]) Compt. rend. **120**. p. 792. Meteorol. Zeitschr. 1895. p. 473, woraus oben der Text.

Ganz ähnliche Resultate liefern die 14 Mondumläufe vom 20. Juni 1883 bis 22. Juni 1884. Im Mittel beträgt die Breite der Barometermaxima bei südlichem Lunistitium 19.9°, bei nördlichem 25.9°, Differenz 6.0°. In diesem Zeitabschnitte betrug die mittlere Amplitude der Mondoszillation 38.4°.

Nach den »Comptes Rendus« [1]) untersucht Poincaré auch das Jahr 1883, in welchem die Amplitude der Oszillation des Mondes eine solche ist, dass sich die durch sie verursachten Luftdruckverlagerungen gerade kompensieren müssen. Er bestimmte nun den mittlern Luftdruck für $12^h\ 13^m$ p. von Paris für jeden Sektor von 10° Länge längs der Parallelkreise. Diese Mittel waren dann frei von jeder Mondwirkung und stellten neben der Wirkung der Land- und Meerverteilung nur die täglichen und halbtägigen Wellen dar, welche durch die Sonne in den einzelnen Punkten hervorgerufen werden.

Der Winter 1883, für welchen Poincaré diese Untersuchung durchführte, wurde in drei synodische Mondmonate eingeteilt, vom 10. Dezember 1882 bis 8. Januar 1883, vom 9. Januar bis 6. Februar und vom 7. Februar bis 8. März 1883.

Für den zweiten Monat waren die Maxima und Minima die folgenden:

Sektoren von Greenwich gezählt:	3 u. 4	6	8	12	16 bis 19	23	25	31 u. 32
Luftdruck:	760.7	762.5	759.7	764.8	759.4	764.0	762.2	765.8

Die zwei andern Monate verhielten sich ähnlich.

Gäbe es keine störende Kraft, so müssten diese Werte überall dieselben sein, vorausgesetzt, dass die Anzahl der Beobachtungen genügend gross ist.

Die Isobarentypen des Nordatlantischen Ozeanes und Westeuropas. Die Thatsache, dass die Luftdruckverteilung sich regellos, unaufhörlich verändert, dass aber gleichwohl, wenn man eine längere Reihe täglicher Wetterkarten durchblättert, Andeutungen ähnlicher Wetterlagen in unbestimmten Zwischenzeiten wiederkehren, hat bereits früher zur Aufsuchung gewisser allgemeiner Typen der Luftdruckverteilung geführt, und besonders Teisserenc de Bort hat in dieser Beziehung bahnbrechend gewirkt. Seine Arbeiten haben die Veranlassung zu einer ähnlichen aber ausgedehntern Untersuchung gegeben, welche van Bebber und Köppen über die Isobarentypen des Nordatlantischen Ozeanes und Westeuropas und deren Beziehungen zur Lage und Bewegung der barometrischen Maxima und Minima ausführten [2]). Diese Arbeit beruht zunächst auf dem Materiale, welches im 17. Hefte der Vierteljahrs-Rundschau der Witterung, herausgegeben von der deutschen Seewarte zu Hamburg, niedergelegt ist. Es wird in derselben das Vierteljahr, nach der allgemeinen

[2]) Compt. rend. 120. p. 1440.
[1]) Archiv der Deutschen Seewarte. 18. No. 4.

Wetterlage über dem Nordatlantischen Ozeane und den angrenzenden Kontinenten, in eine Anzahl möglichst natürlicher Zeitabschnitte geteilt, die eine getrennte kartographische Darstellung finden. Da in Europa und auf dem Ozeane besonders die Gebiete hohen Druckes eine starke Erhaltungstendenz besitzen und inmitten des wechselvollen Spieles der barometrischen Minima das relativ stabile Element darbieten, so wurde ein Verfahren gesucht, die durchschnittliche Lage der Gebiete mit höherem Drucke während jedes Zeitabschnittes auf der Karte zu fixieren, und dieses wurde in der graphischen Ableitung der Mittellage der Isobare 765 gefunden; ein Verfahren, welches sich sehr gut bewährt hat, da nur selten die Änderungen dieser Isobare innerhalb der zu einem Zeitabschnitte verbundenen Tage so bedeutend sind, dass die Mittelung zweifelhaft oder willkürlich erscheint.

Nach Zusammenlegung einiger von den in der Wetter-Rundschau unterschiedenen Zeitabschnitten lagen für die Klassifikation 194 solcher Abschnitte vor. Nach einigen andern Versuchen blieben die Verf. auf einer Einordnung derselben in 20 Typen stehen, die in 5 Klassen sich gruppieren lassen. Zum Centralfelde für die Charakteristik dieser Typen wählten sie einen Kreis, dessen Zentrum westlich von den Scilly-Inseln auf 50° N. und 8° W. liegt, und dessen Peripherie über Memel, Algier, die Azoren und Island verläuft, der somit das westeuropäische Littorale und einerseits ganz Deutschland, anderseits den von deutschen Schiffen am meisten befahrenen Teil des Ozeanes umfasst, wo die Routen von und nach dem Äquator sowie Amerika nahe zusammenlaufen. Die Verhältnisse innerhalb dieses Kreises waren auch bei den Untersuchungen von Teisserenc de Bort ausschlaggebend gewesen, so dass auch die Vergleichbarkeit mit diesen grundlegenden Untersuchungen, die sich allerdings nur auf die kältere Jahreszeit beziehen, gesichert war. Sie stellten nun an jeden der Typen die Forderung, dass sich die Druckverteilung bei demselben erstens für diesen engern Kreis, und zweitens für das ganze Gebiet des Nordatlantischen Ozeanes und Europas in bestimmter Weise charakterisieren lasse, und erhielten so das folgende Schema. Die Bezeichnung der Typen ist so gewählt, dass die grossen Buchstaben die Klassen nach charakteristischen Anfangsbuchstaben ihrer nach der Lage des höhern Druckes gewählten Benennungen angeben, die kleinern Buchstaben auf die Beziehungen zu andern Klassen oder ihre sonstigen unterscheidenden Merkmale hinweisen. Sie setzen sich zusammen aus den 6 Zeichen **o**zeanisch, **k**ontinental, **l**itoral, **p**eripherisch, **n**ordisch und **s**üdlich.

Da die von den Verfassern aufgestellten Isobarentypen wahrscheinlich für längere Zeit als normale gelten werden, so folgen hier ihre genauern Definitionen und abgekürzten Bezeichnungen, die sich vor allem auf die Mittellage der Isobare von 765 *mm* stützen, wobei unter »hoch« ein Druck über 765, unter niedrig ein solcher unter 765 verstanden ist.

***O.* Ozeanische Typen.** Alleinherrschaft des subtropisch-ozeanischen Maximums. Sommerformen.

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
Os. Maximum südwestlich von den Azoren, hoher Druck ostwärts höchstens bis Spanien, nordwärts höchstens bis 52° N (verwandt mit Po_s).	Druck nur am SW-Rande hoch, sonst niedrig.
Ok. Maximum südlich von den Azoren, Zunge davon oder kleineres Maximum in Zentraleuropa (verwandt mit *Kl*) [1]).	Druck im SSW und im Innern, bis nach SO hin, hoch, sonst Ränder niedrig.
Ol. Maximum bei den Azoren, Zunge hohen Druckes bis nach Frankreich. (Starke Depressionen mit bogenförmigen Bahnen SO von Island; verwandt mit *Lo*.)	Druck im SW-Oktant und bis zum Zentrum (nicht S von diesem) hoch, sonst Ränder niedrig.
On. Maximum nördlich von den Azoren oder doch 765-Isobare bis über 50° N reichend im W von Irland. (Schwache Depressionen, meist auch in Deutschland; verwandt mit Po_n und *No*.)	Druck im SW- und W-Oktant hoch, in N-, NO- und O-Oktant niedrig.

***K.* Kontinentale Typen.** Druck auf dem Kontinente höher, als auf dem Ozeane. Hoher Druck auf einem mehr oder weniger grossen Teile von Europa. Tiefe Depressionen auf dem Nordatlandischen Ozeane und im Eismeere. Winterformen.

I. Unterklasse mit bandförmigem Hochdruckgebiete, das sich südwestlich der Azoren bis nach Asien hinstreckt, und zwar:

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
K_{no} über die Nordsee oder die deutsche Küste und Nordrussland (verwandt mit K_{so} und *Kn*).	Hoher Druck SW bis NO, durch Zentrum des Kreises hindurch.
K_{so} über Süddeutschland und Südrussland (auf der „Axe des Kontinentes"; verwandt mit *Kl*, K_{no} und *Kp*).	Druck im SW bis O hoch.
Kp noch weiter im Süden, über das Mittelmeer nach Kleinasien (verwandt mit *Pp* und K_{so}).	SW bis SO, hoch, NW bis NO niedrig.

II. Unterklasse mit mehrern abgerundeten Hochdruckgebieten, das ozeanische SW von den Azoren gelegen, niedriger Druck bei Madeira.

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
Kn. Maxima im Ostseegebiete, hoher Druck von der Nordsee bis nach Mittelrussland oder weiter (verwandt mit K_{no} und Pk_n [2]).	NO-Oktant hoch, SW-Hälfte niedrig, aber am SW-Rande wieder höher.
Kl. Maximum in Zentraleuropa, Druck nach NO hin, nach Moskau, wie nach SW hin, nach Madeira, abnehmend (verwandt mit K_{so} und *Ll*).	O und SO hoch, NW, W und SW tief, aber SW-Rand wieder höher.

***L.* Litorale Typen.** Maximum über der Westküste von Europa, niedriger Druck über Ost- und Südost-Europa, sowie über Grönland und dem Meere südlich davon.

---

[1]) Dabei Depressionen wie bei *Ol*; *Ok* unterscheidet sich von *Kl* durch geringe Entwicklung des Maximums in Zentraleuropa, Abwesenheit eines Maximums an der Ostgrenze Europas und Ausdehnung des ozeanischen mindestens bis Madeira.

[2]) Unterschied von K_{no}: Gasse niedern Druckes, deren Mitte bei K_n südwestlich vom Kanale liegt (bei Pk_n dieselbe Gasse am Kanale selbst).

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
Ll. Maximum in der Gegend des Biscayischen Golfes, westlich von den Azoren niedriger Druck; event. zweites Maximum in Asien. (Winterform, verwandt mit *Kl*).	Im S-Oktante bis zum Zentrum hoher Druck.
Lo. Maximum über England, hängt südwestwärts zusammen mit ausgedehntem Hochdruckgebiete SW von Azoren. (Sommerform, verwandt mit *Ol*).	Hoher Druck im Zentrum.
Ln. Maximum in der Gegend von Schottland, ein zweites SW von den Azoren. (Herbst- und Frühlingsform, verwandt mit *Nn*).	Nordhälfte hoch.

N. Nordische Typen. Mehr oder weniger ausgebildetes Maximum jenseits des Polarkreises. Andere Maxima, wenn vorhanden, minder als normal entwickelt; stets niedriger Druck am Kanale. Frühlingsformen.

Allgemeine Lage:	Lage im engern Kreise:
Nn. Hoher Druck über einem Teile des Meeres zwischen Grönland und Norwegen und meist auch über Grönland.	Tief im Zentrum, hoch, im N- bis NW-Segment und meist auch am SW-Rande.
Np. Hoher Druck über Grönland, südostwärts höchstens bis Island. Nördlich oder nordwestlich von Schottland Depressionsbahnen.	Tief im Zentrum, hoch im NNW nur am Rande oder jenseits desselben, und meist in einem Teile des S- und SW-Oktanten.
No. Brücke hohen Druckes von N nach S auf der Mitte des Ozeanes (bei ca. 25—40° W-Lg.), von Grönland nach dem ozeanischen Maximum SW von den Azoren.	Tief im Zentrum, hoch im West-Segment, bis fast zum Nord-Punkte.
Nk. Brücke hohen Druckes von Grönland über Skandinavien zum asiatischen Maximum.	Hoch im Nordost-Segment, tief in der SW-Hälfte.

***P.* Peripherische Typen.** Niedriger Druck am Kanale und im Rheingebiete, sowie auf einem mindestens 30 Längengrade weiten Raume in deren Nachbarschaft; hoher Druck im Osten und an mindestens einer ungefähr gegenüberliegenden Stelle der Peripherie dieses Raumes, jedoch nicht im Norden (im letztern Falle Klasse *N*). Herbst (daneben Winter oder Frühling); sehr starke Depressionen in der Umgebung der britischen Inseln.

Allgemeine Lage.	Lage im engern Kreise:
Pp. Hoher Druck bei Maderei und am Kaspi und mindestens relativ hoher auch in der nördlichen Sahara, niedriger Druck am Mittelmeere, besonders bei Griechenland (verwandt mit *Kp*).	SW- und S-Segment hoch, übrigens (auch SO) niedrig.
Po_s. Hoher Druck SW von den Azoren und am Kaspi, niedriger im westlichen Mittelmeere (verwandt mit *Os*).	Nur SW-Rand hoch.
Po_n. Hoher Druck nördlich von den Azoren und im Osten, meist zwischen Kaspi und Ural (verwandt mit *On*).	W- und SW-Segment, bez. Oktanten hoch.
Pk_n. Hoch im Ostseegebiete und in Nordrussland, sowie bei (meist SW von) den Azoren (verwandt mit *Kn*).	N- und S-Rand hoch.

Um zu prüfen, inwieweit diese Klassifikation möglicherweise durch besondere Verhältnisse der benutzten $4^1/_2$ Jahrgänge beeinflusst

ist, haben die Verf. 8 Jahrgänge älterer und neuerer synoptischer Karten desselben Gebietes verglichen. Diese Durchsicht hat gezeigt, dass auch in jenen ältern Jahrgängen Wetterlagen, die sich unter keinem der 20 soeben aufgeführten Typen unterbringen lassen, nur ganz vorübergehend auftreten, so dass solche Tage als Übergangstage aus der Betrachtung ausgelassen werden können, und nur eventuell zwei wichtige, aber seltene Typen (*Ui* und *Un*) hinzuzufügen sind.

»Die leitenden Gesichtspunkte«, sagen die Verf. »für die Aufstellung unserer fünf Typenklassen sind die folgenden: Starke Entwicklung der Eigentümlichkeiten der Sommer-Isobaren — nämlich des Maximums bei den Azoren und niedrigen Druckes in Osteuropa — giebt die Klasse *O*; solche der winterlichen Charakterzüge — nämlich des hohen Druckes auf dem Festlande — die Klasse *K*; solche der Züge, durch welche April und Mai sich vor den übrigen Monaten auszeichnen — nämlich relativ hohen Druckes im Polargebiete — giebt die Klasse *N*. Tritt das Zurückweichen des kontinentalen und des Azoren-Maximums, das wir bei dieser letzten Klasse gewöhnlich finden, ohne die kennzeichnende Entwicklung des hohen Druckes im Norden auf, so haben wir die Klasse *P*. Umgekehrt, wenn gerade in jenem Litoralgebiete der alten Welt, welches wir als »engern Kreis« in den Mittelpunkt unserer Untersuchung gestellt haben, der Luftdruck höher als in der Umgebung ist, so liegt Klasse *L* vor — eine Druckverteilung, welche in den allgemeinen mittlern Isobaren gar keinen Ausdruck findet und doch keineswegs so selten ist, wie man annehmen möchte.

Was die beiden selten auftretenden Typen anbelangt, die sich erst bei Klassifikation des grössern (8 jährigen) Kartenmateriales aufdrängten, so bezeichnen die Verf. diese als Umkehrungstypen, weil sie gerade dort hohen Druck aufweisen, wo im Jahresmittel das Gebiet niedrigsten Barometerstandes liegt: bei (namentlich südlich von) Island (Typus *Ui*) und im Eismeere (Typus *Un*), während auf den angrenzenden Festländern der Druck geringer ist. Von den beiden Typen steht *Ui* zwischen *On*, *Ln* und *Nn*, während *Un* den Typen *Nn* und *Nk* nahe steht; zur nähern Untersuchung dieses Typus *Un* reichen die Karten nicht aus, da man über die Ausdehnung des hohen Druckes nach Nord und Ost nichts erfährt.

Was die Dauer der Typen anbelangt, so ergiebt sich aus dem grössten Materiale eine sehr gleichmässige Dauer von etwa 4 Tagen auf jeden Typus. Im allgemeinen sind die Typen in den Jahreszeiten, wo sie am häufigsten sind, auch am dauerhaftesten, doch machen *Nn* und *Np* durch ihre auffallende Beharrlichkeit im Winter und Herbst eine Ausnahme. Übrigens ist auf bestimmte Zahlen überhaupt kein allzugrosses Gewicht zu legen, da das subjektive Moment bei der Wahl der Zeitabschnitte eine zu bedeutende Rolle spielt.«

Die Verf. untersuchen genauer die Entstehung der verschiedenen Isobarentypen, besonders mit Rücksicht darauf, ob die jeden Typus

charakterisierende mittlere Lage der Isobare 765 *mm* auch die Einzeltage, aus denen sie abgeleitet ist, charakterisiert oder nur aus der Übereinanderlagerung sehr heterogener Zustände hervorgeht. Folgendes sind im Einzelnen ihre Ergebnisse:

Os. Diese ausgeprägt sommerliche Wetterlage wird gebildet durch den Aufenthalt stationärer oder fast stationärer Maxima von mässiger (768—772 *mm*) Höhe im S bis WSW von den Azoren. Diese sind in manchen Fällen aus, von NW bis W, aus Nordamerika, gekommenen Wandermaxima hervorgegangen. Im Anfange und am Ende der warmen Jahreszeit (April und September) kommen gleichzeitig kurzlebige Maxima von 766—771 *mm* auch über Europa und dem Eismeere, ostwärts wandernd oder stationär, nicht selten vor.

Ok unterscheidet sich von *Os* durch regelmässiges Auftreten wandernder, meist von den Westküsten Europas kommender Maxima (767—770 *mm*) über Zentraleuropa, ebenso

Ol, bei welchem Typus nur das stationäre Maximum auf dem Ozeane nördlicher, nämlich etwas N bis W von den Azoren liegt. Die Erstreckung der Isobare 765 über Frankreich und Spanien in diesem Typus ist dabei vorwiegend Wirkung einer regelmässigen seitlichen Ausdehnung des Hochdruckgebietes dahin, und nicht etwa des gelegentlichen Auftretens von Maximis auf der Bai von Biscaya; denn stationäre Maxima sind in diesen 4 Jahren zwischen 20° W und 5° O, bis auf eines über Wales, nicht vorgekommen.

On. Der Ort des stationären atlantischen Maximums ist in diesem Typus viel weniger bestimmt; neben dem Hauptmaximum nördlich der Azoren tritt mehrfach ein zweites, schwächeres, südlich von 30° auf. In Europa zeigen sich nur wandernde Maxima, vorwiegend im Osten, die Hälfte derselben gehört, wie bei *Os*, dem September an; auch zum hohen Drucke auf dem Ozeane tragen neben stationären auch wandernde Maxima sehr wesentlich bei, deren zwei von Amerika bis zu den Faröern, zwei auf kürzern Bahnen aus N und NW, zwei auf Bahnschleifen, wandern.

K_I. Bei den drei Typen dieser Unterklasse, bei welchen die Isobare 765 ein bandförmig von Asien auf den Ozean hinüberreichendes Gebiet umgrenzt, zeigen sich auf dessen ganzer Länge verstreut stationäre Maxima sowohl, als Bahnen im allgemeinen innerhalb dieses Bandes von Ost nach West wandernder Maxima, in bezeichnender Weise an den Nordrand jenes Gebietes, nach den grössern Gradienten und stärkern Schwankungen hin, verschoben. Die Höhe dieser Maxima ist, weil es sich hier vorwiegend um die kältere Jahreszeit handelt, durchschnittlich erheblich grösser, als bei der eben betrachteten sommerlichen Typenklasse und übersteigt bei $K_n o$ öfter (ausnahmsweise auch bei $K_s o$) 780 *mm*; am geringsten ist sie bei der südlichsten Form *Kp*.

K_{II}. Die beiden Typen dieser Unterklasse, *Kn* und *Kl*, zeichnen sich durch den fast völligen Mangel an stationären oder beweglichen Maxima auf dem Raume zwischen den Azoren und

England aus. Dieser Mangel ist zwar in diesem Falle ein notwendiges Ergebnis der Definition dieser Typen, welche niedrigen Druck bei Madeira u. s. w. verlangt, und in einigen Fällen hat sich nachweisbar nach dem Ende des Zeitabschnittes das Maximum von den Azoren nach Europa bewegt; allein der Abschluss von Westen kommender Bahnen von Hochdruck-Gebieten bei oder noch vor den Azoren ist allgemein ein unerwartet häufiger Fall.

Was die mittlere Höhe der Maxima betrifft, so stellt sie sich bei diesen beiden Typen für den Ozean auf 772 *mm*, für Europa bei *Kn* auf 779, bei *Kl* auf 776 *mm*.

L. Ein unerwartetes Ergebnis der vorliegenden Verarbeitung der synoptischen Karten dürfte das häufige Vorkommen eines Zentrums hohen Druckes über den britischen Inseln und deren Umgebung sein. Und zwar waren diese Maxima meist während etwa einer Woche stationär daselbst mit einem mittlern Luftdrucke in der kältern Jahreszeit von 776 *mm*, in der wärmern von 773 *mm*. Bei Typus *Lo* liegt gleichzeitig ein zweiter Kern des Hochdruck-Gebietes im SW auf dem Ozeane mit etwa 771 *mm* Druck. Bei Typus *Ll* sehen wir zwischen den Azoren und Schottland auch eine Anzahl beweglicher Maxima in verschiedenen Richtungen fortschreiten. Endlich bei *Ln* fällt namentlich die Bewegung einer Reihe von Maxima aus der Gegend von Grönland und Island nach S-O in die Augen.

N. Von den vier Typen dieser Klasse hat *Np* lauter stationäre Maxima über und bei Grönland gezeigt, deren mittlere Höhe 772 *mm* war; bei den übrigen spielten auch wandernde Maxima im Zustandekommen des hohen mittlern Druckes im Norden eine Rolle, und zwar beim Typus *No* überwiegend solche mit nach Süden gerichteten Bahnen, bei den andern mehr mit ostwärts gerichteten. Die mittlere Höhe der Maxima bei Island and Grönland ist bei diesen Typen etwas grösser, 773—774 *mm*. Diesen treten in der Regel ein oder mehrere etwas schwächere Maxima in dem Gürtel Ural-Azoren-Oststaaten-Felsengebirge gegenüber.

P. Wie man nach der Definition erwarten darf, zeigt diese Klasse, im Gegensatze zur *L*-Klasse, nie stationäre Maxima in der Gegend der britischen Inseln. Dagegen ist diese Wetterlage nicht gerade selten durch wandernde Maxima von übrigens geringer Bedeutung über Westeuropa unterbrochen. Im übrigen sind, wie auch bei den andern Typenklassen, die wandernden Maxima vorwiegend auf Nordamerika und den westlichen Teil des Ozeanes, sowie auf Osteuropa beschränkt, während die stationären bei den Azoren am häufigsten sich finden. Doch ist auch das Becken des Kaspischen Meeres, und bei Pk_n das der Ostsee, oft mit stationären Maximis belegt, der winterlichen Jahreszeit entsprechend. Im Gegensatze zu den warmen Azoren-Maximis, die sich bis in grosse Höhen erstrecken müssen, können diese kalten asiatischen Maxima, wegen der schnellen

vertikalen Abnahme des Luftdruckes in kalter Luft, nur bis in relativ geringe Höhen reichen.

Alles zusammengefasst, sehen wir also die unterschiedenen Isobarentypen aus dem Zusammenwirken stationärer und wandernder Hochdruck-Gebiete hervorgehen, wobei die wandernden vorwiegend auf den Kontinenten und auf dem westlichen Teile des Ozeanes, die stationären bei den Azoren, und nur bei einer Typenklasse, *L*, an der Westküste Europas, sonst aber im Innern des europäisch-asiatischen Kontinentes, als eine winterliche Erscheinung auftreten.

Die Verfasser geben nunmehr eine kurze Charakteristik der Lage und Bewegungen der temporären barometrischen Maxima und Minima, ihrer Häufigkeit und ihrer Zugstrassen nach den einzelnen Isobarentypen, es ist dabei auch auf die Verteilung der Typen auf die Jahreszeiten Rücksicht genommen.

»Die **Klasse O** hat mit allen ihren Einzeltypen einen ausgesprochen sommerlichen Charakter, deren grösste Häufigkeit in den Juli fällt. Auch der Dauer nach ist diese Klasse im Sommer am beständigsten. Die Einzeltypen dieser Klasse weisen viele Ähnlichkeiten unter einander auf. Am häufigsten und auch am tiefsten sind die Minima zwischen den Britischen Inseln und Grönland, sowie über dem Ozeane westlich von Norwegen; bei den Typen *Ol* und *On* ist auch die Davisstrasse und ihre Umgebung stark besucht. Europa zeigt bei allen Einzeltypen eine grosse Häufigkeit der Minima. Auffallend gross ist die Häufigkeit schwacher Minima in den östlichen Teilen des Mittelmeeres, in der Gegend von Cypern, indem diese der Häufigkeit der, freilich viel tiefern, Minima in Nordwest-Europa die Wage hält.

Die Häufigkeit der Hauptminima nimmt nach Süden hin ziemlich rasch ab, dagegen die der Teilminima zu, so dass schon südlich vom 50. Breitengrade die Zahl der Hauptminima von denen der Teilminima erheblich übertroffen wird. Bemerkenswert ist die geringe Anzahl der Hauptminima und die grosse Zahl der Teilminima in Zentral-Europa, eine Thatsache, welche die Witterungserscheinungen in diesen Gegenden so verwickelt macht.

Die Zugstrassen der Minima zeigen für alle Einzeltypen ausser *On* etwas Gemeinsames: in der Breite der Britischen Inseln durchqueren die Minima den Ozean in östlicher Richtung, aber bei Annäherung an den Europäischen Kontinent oder nach Betreten desselben, biegen sie nach Nordost oder Nord ab; die rein östliche Fortbewegung ist über Europa ziemlich selten. Am häufigsten wird das Nordsee- und Ostseegebiet von den Minimis durchwandert. Beim Typus *On* hingegen wird das bei diesem Typus nördlicher liegende Hochdruckgebiet von den Minimis umkreist, die über dem Ostrande Amerikas nach N., über West-Europa nach S. zu wandern Neigung zeigen.

Die barometrischen Maxima durchwandern sowohl auf dem Ozeane, als auch auf den Kontinenten die mittlern Breiten meist in östlicher, zuweilen in südöstlicher, selten in nordöstlicher Richtung. Am häufigsten sind die Maxima wandernd auf den Kontinenten, am wenigsten häufig auf dem Ozeane, wo sie meistens in stationäre übergehen. Bemerkenswert sind die unregelmässigen Bahnen der Maxima beim Typus *On* auf dem Ozeane.

Von besonderer Bedeutung für den vorwaltenden Witterungscharakter unserer Gegend ist die Lage und Häufigkeit der stationären Maxima. Im allgemeinen sind dieselben am häufigsten mitten auf dem Nordatlantischen Ozeane. Bei den Typen *Os* und *Ok* liegen sie am häufigsten zwischen den Azoren und dem Wendekreise, bei *Ol* etwas nördlicher, während bei *On* die Lage eine mehr zerstreute ist. Stationäre Maxima kamen in dem in Betracht fallenden Zeitraume in Europa bei *On* und *Ok* nicht vor, vereinzelt

bei *Ol*, wogegen sie bei *Os* verhältnismässig häufig waren, aber ohne bestimmte Gebietteile besonders zu bevorzugen.

Umgekehrt gehört die **Typenklasse K** der kältern Jahreszeit an; nur die Typen Ko_n und *Kn* weisen einige Fälle, *Kl* einen einzigen Fall im Sommer auf, wogegen *Kp* und Ko_s in dieser Jahreszeit nicht vertreten sind. Die grösste Häufigkeit der Minima liegt im allgemeinen zwischen Grönland und Norwegen, namentlich in der Umgebung von Island, anderseits sind die Minima in der Davisstrasse und im Mittelmeere sehr stark vertreten. In der Davisstrasse kommen die Minima am häufigsten vor beim Typus Ko_n und *Kn*, während sie auf dem Mittelmeere in der Umgebung von Italien beiden Typen Ko_n, *Kp* und *Kn* am häufigsten sind, auf letzterem Gebiete meist nur als Teildepressionen.

Bei der Klasse *K* kamen in Nord-Europa gewöhnlich tiefe Minima vor.

Die Zugstrassen der Minima dieser Klasse zeigen insofern etwas Gemeinsames mit den Typen *Os*, *Ok* und *Ol*, als die Minima über Nord-Amerika und der Westhälfte des Atlantischen Ozeanes fast durchweg ostwärts fortwandern und dann bei Annäherung an die Europäischen Küsten nach Nordost umbiegen. Bei der Klasse *K* folgen sie dabei einer Regel, welche auch bei anderer Druckverteilung im allgemeinen gültig ist, nämlich dass sie am Rande des Hochdruckgebietes vorbeigleiten, dieses rechter Hand lassend. Bei *Os*, *On* und *Ol* ist dieses, für Europa, nicht der Fall, und es bleibt noch zu untersuchen, wie weit in diesem Falle für den höhern Luftdruck die höhere Temperatur des Festlandes eintritt, und wie weit die am gleichen Orte angeführte allgemeine Ursache der Bahnkrümmungen nach links wirksam ist. Während die dieser Klasse angehörigen Minima die Witterungserscheinungen von Nordwest-Europa meistens beeinflussen, dringt ihre direkte Wirkung nur zuweilen nach Mittel-Europa vor, so namentlich beim Typus *Kp*, bei welchem auch das Hochdruckgebiet über Europa weit südwärts verschoben ist. Die Bahnen der Minima sind bei der Klasse *K* im allgemeinen sehr regelmässig.

Die Bahnen der Maxima sind durchschnittlich nach Ost und Südost gerichtet, nur über Europa sind sie ziemlich unregelmässig, insbesondere bei den Einzeltypen *Kp* und *Kl*.

Die stationären Maxima sind über das ganze Gebiet unregelmässig zerstreut. Bei *Kn* sind sie verhältnissmäsig häufig im Ostseegebiete. Von Bedeutung für die Witterungserscheinungen unserer Gegenden ist die Thatsache, dass stationäre Maxima über den Britischen Inseln in diesem Zeitraume nicht vorkamen.

Die drei Einzeltypen der **Klasse L** zeigen verschiedenes Verhalten zu den Jahreszeiten: *Ll* ist in der kältern, *Lo* in der wärmern Jahreszeit häufiger, *Ln* im Spätfrühlinge und Frühherbste.

Auch hier gruppieren sich die Minima vorzugsweise auf dem Meere zwischen Grönland und Skandinavien einerseits und Grönland und Nord-Amerika anderseits, indessen sind die Minima mitten auf den Ozeane und über Ost-Europa noch sehr häufig. Frankreich und die Britischen Inseln zeigen eine verhältnissmäsig geringe Frequenz der Minima. Das westliche Mittelmeer weist für alle Einzeltypen eine grosse Häufigkeit der Minima auf, das östliche Mittelmeer (Gegend von Cypern) ist insbesondere beim Typus *Lo* stark besucht. Auch die Ostsee, sowie die Gegend zwischen der Ostsee und dem Schwarzen und Kaspischen Meere zeigen eine grössere Häufigkeit, als es den übrigen Typenklassen eigen ist.

Die Zugstrassen weisen je nach Lage und Form des Hochdruckgebietes einige bemerkenswerte Verschiedenheiten auf. Beim Typus *Ll* verlaufen die Zugstrassen in Nord-Amerika und auf dem Ozeane nach Nordost, während sie in West-Europa nach Südost umbiegen, so dass sie namentlich Skandinavien und das Ostseegebiet durchqueren; weiter nach Osten hin pflegen sie eine mehr nördliche Richtung anzunehmen. Bei *Lo* ist die Zugrichtung ähnlich, nur sind die Zugstrassen in Europa unregelmässiger,

ebenso bei *Ln*. Beim letztern Typus kommt die Zugstrasse *Vb* zu einer ganz besondern Geltung.

Die Bahnen der Maxima zeigen über dem Nord-Amerikanischen und dem Europäischen Kontinente grosse Regelmässigkeiten, aber auf dem Ozeane sind die wandernden Maxima spärlicher und bewegen sich auf mehr unregelmässigen Bahnen. Hervorzuheben ist der Umstand, dass bei der Klasse *L* stationäre Maxima am häufigsten über den Britischen Inseln und Umgebung auftreten, insbesondere bei den Typen *Ll* und *Lo*, und zwar, wie es scheint, zu jeder Jahreszeit, eine Thatsache, welche für die Witterungserscheinungen in unsern Gegenden von hoher Bedeutung ist.

Die **Klasse P** kommt in den eigentlichen Sommermonaten verhältnismässig selten vor, in den übrigen Jahreszeiten ist sie ziemlich stark vertreten, besonders im Herbste. Am häufigsten sind die Minima zwischen Grönland und Europa, in der Davisstrasse, in der Nordsee und im Mittelmeere. Bemerkenswert bei dieser Klasse ist das Vorkommen sehr tiefer Minima.

Die Zugstrassen der Minima sind in Nord-Amerika nach Ost gerichtet, auf dem Ozeane und in Europa ist ihre Richtung abhängig von der Lage der Hochdruckgebiete: bei *Pp* und *Pn* haben die Minima die Neigung, nach Nordost und Nord umzubiegen, sowohl auf dem Ozeane, als auch in Europa, bei Po_s und Po_n ist ihre Fortpflanzungsrichtung durchschnittlich eine östliche. Das Nordsee- und Ostseegebiet wird häufig von den Minimis durchquert. Bei *Pp* und Po_n ist die Zugstrasse *Vb* häufig besucht.

Die Maxima wandern bei der Klasse *P* in der Regel nach Ost und Südost, bei *Pp* auch auf dem Ozeane in dieser Richtung. In Europa verlaufen die Bahnen der Maxima bei *Pp* zuerst ost- und südostwärts, nachher in den östlicher gelegenen Gebirgsteilen nach Nordost und Nord; ähnlich ist der Fall bei Po_n und Po_s, während bei Pk_n die südöstliche Richtung die vorwiegende ist. Mitten auf dem Ozeane sind wandernde Maxima seltener, dagegen häufig stationäre Maxima, welche zumeist zwischen dem 30. und 50. Breitengrade auftreten.

Die Klasse *N* gehört hauptsächlich den Frühlingsmonaten an, ist indessen auch in den übrigen Jahreszeiten hin und wieder vertreten. Die Minima haben ihre grösste Häufigkeit auf dem Ozeane südlich von Grönland und Island, etwa bis 35° nördl. Br. Auch in Europa sind sie bei diesem Typus sehr häufig, sowohl auf dem Festlande, als auch bei Italien.

Die Bahnen der Minima haben nichts Aussergewöhnliches. In Nord-Amerika und auf dem Nordatlantischen Ozeane sind die Bahnen durchschnittlich nach Ost gerichtet, in Europa biegen die Maxima in der Regel nach Nordost und Nord um. Dabei wird Europa häufig von den Minimis durchzogen.

Die Maxima bewegen sich in niedrigen Breiten durchschnittlich nach östlicher Richtung, während sie in höhern Breiten vorzugsweise nach Südost und Süd wandern, letzteres namentlich bei *Np*, *No* und *Nk*.

Stationäre Maxima befinden sich am häufigsten auf dem Ozeane zwischen 30° und 40° nördl. Br. und im hohen Norden über Grönland und Umgebung; seltener kommen sie über Europa vor.“

Was die Aufeinanderfolge der verschiedenen Typen anbetrifft, so ergab sich im wesentlichen folgendes. Die Typen der *O*-Klasse folgen sich vorzugsweise unter einander, wobei *On* besonders oft dem Typus *Ol*, dieser dem Typus *Ok* vorhergeht; *On* kommt oft vor und *Ok* nach *Lo*; *On* folgt nicht selten auf *No*, *Ol* auf *Nn*; auf *Ok* folgt manchmal Po_n oder Pk_n. Man ersieht daraus, dass die Zunge hohen Druckes, welche das Azorenmaximum bei *Ol* und *Lo* zum Kanale vorschiebt, die Tendenz hat, sich nach Zentraleuropa zu verschieben, was Typus *Ok* giebt, und dass weiter diese Zunge sich

abzulösen und manchmal rasch nach Osteuropa zu wandern scheint, was Po_n oder Pk_n giebt. Von den Typen der *K*-Klasse alterniert K_so überwiegend mit einem Typus dieser selben Klasse K_p und K_no verbinden sich häufiger mit Typen der *P*-Klasse, *Kn* geht auffallend häufig in *Nk* oder auch *Nn* über, *Kl* alterniert oft mit *Ll* und mit K_so, folgt auch öfters auf *Kn*. Von der *L*-Klasse alterniert der Typus *Ll* gern mit *Kl*, *Lo* wandelt sich am häufigsten in *Ok*, *Ln* und *Nn* um; *Ll* und *Ln* folgen einander sehr selten, dagegen treten beide leichter mit *Lo* in Verbindung; *Lo* alterniert auch nicht selten mit *Ol* oder *On*; häufig kommt *Pp* vor und Po_n nach *Ll*. Von der *P*-Klasse folgen Po_s und Po_n häufiger auf Typen der Gruppe *K* als der eigenen Klasse; dagegen folgen ihnen ziemlich oft *Pp* und Pk_n, was einer Drehung des Drucksystems im Sinne gegen die Uhr entspricht; *Pp* alterniert oft mit *Kp* und Po_n, folgt auch ziemlich häufig dem Typus Pk_n und geht häufig den Typen *Kn*, K_no und *Ll* voran; auf Pk_n folgen am häufigsten, nicht selten auch auf Po_n die Typen K_no oder K_so, indem sich eine Brücke hohen Luftdruckes über Westeuropa hinweg herstellt. Die Typen der Klasse *N* treten gewöhnlich in der Nachbarschaft solcher Typen auf, die entweder zur gleichen Klasse gehören oder doch den Buchstaben *n* in ihrer Bezeichnung tragen; es ist also eine Tendenz zur Ausbildung relativ hohen Druckes in nördlichen Breiten auch in den benachbarten Zeitabschnitten vorhanden. Auch die relativ seltenen Typen der *U*-Klasse vergesellschaften sich überwiegend mit Typen, die *N* oder *n* in ihrer Bezeichnung enthalten, so namentlich *Ui* mit *No*, *Un* mit *Nn* oder Pk_n.

Den Einfluss der Isobarentypen auf die Witterung in Deutschland haben die Verf. ebenfalls geprüft, doch nur für die Orte Hamburg, Neufahrwasser und München, und zwar für die Jahre 1886—1887 die beide kalt waren. Die Ergebnisse, welche, wie die Verf. sagen, sich durch weitere Jahrgänge wahrscheinlich weniger der Art als dem Grade nach ändern dürften, sind kürzlich folgende:

1. Bei den Isobarentypen der *P*-Klasse und bei K_so und *Kp* herrschen in Deutschland Winde von der südlichen und westlichen Seite des Horizonts mit bedecktem Himmel und normaler Temperatur; am wärmsten sind die Typen Po_s und K_so.

2. Dagegen ist bei der zweiten Typengruppe das Wetter überwiegend kalt mit gemischter Bewölkung, und zwar beim Typus *Ln* mit nördlicher Luftströmung, bei den Typen *Kn*, K_no, Pk_n und *Nk* mit östlichen Winden. Der Himmel ist bei Pk_n ganz bedeckt, bei *Nk* dagegen überwiegend heiter.

Weitere 17 Tage vom Typus *Ln*, welche in den Jahrgängen 1884 und 1885 vorkommen, ergaben noch ausgesprochenere Kälte und in München vorwiegend heiteres, in Neufahrwasser vorwiegend trübes Wetter.

3. Die Typen *On*, *Ol*, *Lo*, *Ll* und *Nn* haben Deutschland überwiegend nordwestliche Winde gebracht; *On*, *Ol* und *Lo* sind

Sommertypen mit gemischter Bewölkung; um diese Jahreszeit sind NW-Winde in Hamburg als Seewinde kalt; *Ll* und *Nn* sind überwiegend durch Fälle in der kältern Jahreszeit vertreten; bei ihnen waltet bedeckter Himmel durchaus vor, mit verringerter Tagesschwankung der Temperatur, so dass die Morgen fast normale, die Mittage zu niedrige Wärme aufweisen; nur Neufahrwasser war bei *Ll* durchweg zu warm.

4. Die vierte Gruppe, aus den Typen *Np*, *No*, *Os*, *Ok* und *Kl* bestehend, zeigt an den drei ausgewählten Orten wesentlich verschiedene Windrichtungen, welche ihren lokalen Charakter meistens auch damit bestätigen, dass sie stärkern Änderungen zwischen 8^h a. m. und 2^h p. m. unterliegen, als in den vorhergehenden Gruppen die Regel war.

Eine starke tägliche Drehung des Windes wird man übrigens ausser bei diesen Typen auch bei *Ol*, *On*, *Lo*, *Ln*, *Ll*, K_so und Po_n bemerken, hauptsächlich in München, am wenigsten in Hamburg. Im allgemeinen besteht sie in dem Vorwalten südlicher (meist südwestlicher) Winde am Morgen und nördlicher Winde am Nachmittage, bedingt durch die Lage des Gebirges in München und des Festlandes in Neufahrwasser.

Typus *Np* war hiernach von Kälte und gemischter Bewölkung, *No* von ziemlich normaler Temperatur und bedecktem Himmel begleitet, die Sommertypen *Os* und *Ok* von teilweise heiterem Wetter mit normaler, um Mittag etwas zu hoher Temperatur.

Der merkwürdigste unter diesen Typen ist jedenfalls *Kl*, der allgemein schönes, warmes Wetter gebracht hat. Nun ist dieser Typus identisch mit dem »type *B*« von Tejsserenc de Bort, dessen ausserordentliche Entwicklung und Andauer während des äusserst kalten Dezembers 1879 gerade die Veranlassung gewesen ist zu den Untersuchungen dieses Gelehrten über Isobarentypen, die auch zu der vorliegenden Studie die Anregung gaben.

Um diesen merkwürdigen Widerspruch aufzuklären, haben die Verf. das Verhalten des Wetters beim Isobarentypus *Kl* auch noch an 63 weitern Typen der Jahre 1880—1885 studiert und dabei gefunden, dass der Isobarentypus *Kl* nur im Falle des Vorhandenseins einer ausgedehnten Schneedecke Kälte mit sich bringt, in allen andern Fällen aber, auch im Winter, relativ warm ist — aus welchen Ursachen dies auch sei.

E. Less hat[1]) die Verwendbarkeit der neuen Typen für Europa und die angrenzenden Teile des asiatischen Russlands und von Nordafrika an mehrern Jahrgängen der von ihm konstruierten wöchentlichen Wetterkarten, und zwar für die Winter- und für die Sommermonate geprüft. Dabei zeigte sich, dass die Wochenkarten für den Winter, insoweit sie einheitliche Zeitabschnitte darstellen, sich zum grössten Teile durch die Typen van Bebber's und Köppen's

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1896. Litteraturbericht. S. 61.

klassifizieren lassen, dass man dabei jedoch ebenso gut oder vielleicht noch besser mit den fünf Teisserenc de Bort'schen Typen auskommt, wenn zu diesen nur noch ein sechster hinzugefügt wird, welcher ungefähr dem Typus *Ll* entspricht. In den Wochenkarten für den Sommer aber fand sich überwiegend der Typus *Ok* und daneben nur hauptsächlich noch *Ol*, *Os*, Po_n und *Ln* vertreten, und zwar bei Wetterlagen, welche zum Teile von einander recht verschieden waren. Für Europa, in dessen grösserer Hälfte der mittlere Luftdruck im Sommer unter 760 *mm* beträgt, dürfte sich eben ein anderes Typensystem als fruchtbarer erweisen, welches auch auf die Lage der barometrischen Minima schon in den Definitionen Rücksicht nimmt.

Über Bewegungen, besonders Wellen im Luftmeere, verbreitete sich Dr. E. Herrmann[1]). Er betont eingangs, dass immer stärker die Erkenntnis durchdringe von der Unzulänglichkeit der Anschauungen, nach welchen die Bewegungen des Luftmeeres auf der Entwicklung im allgemeinen selbständigerer Cyklonen und Anticyklonen beruhen. Zu dieser Erkenntnis habe aber weniger eine strengere Kritik der Grundlagen geführt, auf denen diese Anschauungen aufgebaut sind, als die Macht der Thatsachen welche der Einfügung in die gebildeten Systeme widerstreben. »Bereits in der Mitte des vorigen Jahrzehntes war schon einmal die auf jenen Anschauungen beruhende Theorie ins Wanken geraten, wozu besonders eine Abhandlung von Hann[2]) beigetragen hatte. Es wurde dann aber durch v. Helmholtz[3]) die Ansicht entwickelt, »dass es in der Luftmasse durch kontinuierlich wirkende Kräfte zur Bildung von Diskontinuitätsflächen kommen kann, und dass die anticyklonische Bewegung der untern und der grosse und allmählich wachsende Cyklon der obern Schichten, die am Pole zu erwarten wären, sich in eine grosse Zahl unregelmässig fortwandernder Cyklonen und Anticyklonen mit Übergewicht der erstern auflösen«. v. Helmholtz schreibt ferner[4]): »Ist, wie in unserem Falle, die untere Schicht schwerer, so lässt sich zeigen, dass die Störungen zunächst ähnlich den Wasserwogen verlaufen müssen, die durch den Wind erregt werden«. Damit wurde zwar die Entstehung der Cyklonen und Anticyklonen auf eine grosse atmosphärische Circulation, welche durch die Wärmeunterschiede zwischen Äquator und Pol bedingt ist, zurückgeführt; aber die ausgebildeten Cyklonen und Anticyklonen konnten nach wie vor als selbständigere und für sich abgeschlossenere Erscheinungen angesehen werden.

---

[1]) Bericht über die 66. Vers. deutscher Naturf. und Ärzte. Abt. f. Meteorologie. p. 42 u. ff.
[2]) Vgl. v. Bezold, Berl. Sitzungsber. Math.-Naturw. Klasse. 1890. p. 831.
[3]) Berl. Sitzungsber. Math.-Naturw. Klasse. 1888. p, 413. u. ff.
[4]) l. c. p. 427.

„Den Ableitungen von v. Helmholtz liegt jedoch die Anwendung des sogenannten Satzes von der Erhaltung der Flächen auf einen Teil der Atmosphäre, auf einen Luftring, zu Grunde. Eine Anwendung dieses Satzes in dieser Weise ist unrichtig[1]); derselbe gilt nur für ein freies System. Als solches ist ein Teil der Atmosphäre nicht zu betrachten, sondern es ist derselbe den Bedingungen des Zusammenhanges mit der übrigen Atmosphäre unterworfen. Nur wenn die Bedingungen im Innern der Atmosphäre derartige wären, dass sie den Bedingungen in der Grenzfläche einer Flüssigkeit und eines andern Körpers entsprächen, wäre die Anwendung des genannten Satzes auf einen ringförmigen Teil der Atmosphäre zulässig. Die Bedingungen für die Grenzfläche einer Flüssigkeit sind aber: gleicher Druck auf beiden Seiten der Grenzfläche und gleicher Wert der Komponente der Geschwindigkeit nach der Normale für die beiden in der Fläche sich berührenden Körper (vergl. Kirchhoff, Mechanik, 2. Aufl., p. 165). Diese Bedingungen sind in der bewegten, nicht im Gleichgewichte befindlichen Atmosphäre nicht erfüllt.

Die Stütze, welche man in den v. Helmholtz'schen Auseinandersetzungen für die auf Zerlegung der Bewegungen in Cyklonen und Anticyklonen beruhende Theorie der atmosphärischen Vorgänge gefunden zu haben glaubte, dürfte sich somit als trügerisch erweisen.«

Dr. Herrmann zeigt nun näher, in welchem Punkte die bisherigen Anschauungen von der Wirklichkeit abweichen, und kommt zu dem Ergebnisse, dass ein stationärer Zustand in der unter idealen Voraussetzungen gestellten Atmosphäre nicht bestehen kann, obgleich (mit Ausnahme von Helmholtz) ein solcher Zustand allen Untersuchungen über Bewegungen des Luftmeeres zu Grunde gelegt wird. Daraus folgt, dass unter den Bedingungen, welche stetige und nur von Breite und Höhe über der Erdoberfläche abhängige Werte enthalten, die Bewegungen des Luftmeeres in Schwingungen und regelmässig fortschreitenden Wellen bestehen müssen. »Diese Wellen haben keine Beziehung zu den von v. Helmholtz der Betrachtung unterworfenen Wogengebilden, denn deren Existenz soll auf der Entstehung von Diskontinuitätsflächen beruhen, während die hier vorangehenden Entwicklungen auf durchaus stetige Bewegungs- und Druckverhältnisse gegründet sind.

Die in der Atmosphäre durch die Temperaturunterschiede zwischen Äquator und Pol entstehenden Wellen werden in zwei Gruppen zerfallen müssen. Es werden sich Wellen bilden, welche in der Richtung der Meridiane fortschreiten, und die teilweise in stehende Schwingungen mit Knoten am Pole sich umwandeln können; zweitens werden Wellen bestehen, die in der Richtung der Breitenkreise fortschreiten. Die aus diesen beiden sich kreuzenden Wellengruppen durch Summation der Bewegungen entstehenden Luftdruck- und Bewegungsverhältnisse ergeben die bisher als cyklonale und anticyklonale bezeichneten Erscheinungen.

[1]) Vgl. auch Meteorolog. Zeitschr. 1894. p. 114.

Sind aber die Höhen der in der Richtung der Breitenkreise fortschreitenden Wellen in den verschiedenen Breiten verschieden, so würden infolgedessen auch sogenannte cyklonale und anticyklonale Phänomene in der Atmosphäre auftreten, wenn keine längs der Meridiane sich bewegende Wellen zur Ausbildung gelangten. In jedem Falle aber führen die Betrachtungen zu dem Schlusse: Ein grosser Teil der als Cyklonen und Anticyklonen bezeichneten und relativ zur Erdoberfläche fortschreitenden Erscheinungen gehört der infolge der Temperaturunterschiede zwischen Äquator und Pol sich entwickelnden, allgemeinen atmosphärischen Circulation an, d. h. sie würden in der irdischen Atmosphäre auch zur Ausbildung gelangen, wenn keine verschiedenen Temperaturverhältnisse längs der einzelnen Breitenkreise beständen, und keine Reibung irgend welcher Art stattfände. Diese Phänomene sind daher nicht als lokale Störungen eines durch die jeweilige Temperaturverteilung zwischen Äquator und Pol bedingten Gleichgewichtes der Atmosphäre zu betrachten, sondern sie stellen sich als regelmässige, mechanisch notwendige Erscheinungen der Atmosphäre dar, für welche ein solches Gleichgewicht nur für ganz bestimmte Fälle bestehen kann.«

»Ausser den Wellen«, führt Dr. Herrmann fort, „wird in einer Atmosphäre, immer noch unter der Voraussetzung keiner Reibung und nur von Breite und Höhe über der Erdoberfläche abhängigen Temperaturverhältnissen, eine stationäre zonale Luftdruckverteilung sich einstellen, welche den Breitenkreisen parallelen Luftströmungen entspricht. Dieselbe hebt gewissermassen die durch einen Teil der Temperaturverteilung verursachte Störung des Gleichgewichtes auf und wird den Bedingungen entsprechen müssen, unter denen ein Gleichgewichtszustand der Atmosphäre eintreten kann. Enthält diese Luftdruckverteilung in den Meridianschnitten dann Maxima und Minima, wie es der Fall zu sein scheint, so führt dieselbe in Verbindung mit den die Breitenkreise entlang laufenden Wellen ebenfalls zur Bildung cyklonaler und anticyklonaler Erscheinungen.

Es ist mehrfach versucht worden, diese stationäre Druckverteilung, wie sie gemischt mit einer durch termische Anomalien verursachten Druckverteilung in den mittlern Luftdruckwerten sich darstellt, zu erklären oder zu berechnen, freilich in dem Glauben, in derselben das alleinige Resultat der Temperaturänderungen zwischen Äquator und Pol vor sich zu haben. Die Versuche, durch allgemeinere Betrachtungen die sich zeigende zonale Druckverteilung selbst nur dem Sinne nach zu begründen, müssen als von vorn herein verfehlt bezeichnet werden. Allgemeine Betrachtungen können dabei ebenso wenig zum Ziele führen, wie es unmöglich ist, durch solche Überlegungen die Gestalt einer gleichmässig rotierenden, in ihren Teilchen nur der allgemeinen Massenattraktion unterworfenen Flüssigkeit als ein Ellipsoid zu bestimmen.

Die mathematische Figur der rotierenden Flüssigkeit und der Flächen gleichen Druckes in der Atmosphäre, also auch die Lage

und Werte der zonalen Maxima und Minima des Druckes auf der die Flächen gleichen Druckes schneidenden Erdoberfläche, können ausser durch Beobachtung nur dadurch gefunden werden, dass die in Betracht kommenden Grössen rechnerisch zu einander in Beziehung gesetzt werden.

Rechnerische Bearbeitungen einer zonalen Luftdruckverteilung sind insbesondere von Ferrel und Oberbeck durchgeführt worden. Beide setzen, wie schon bemerkt, einen stationären Zustand voraus. Dies würde aber vielleicht allein nicht hindern, ihre Rechnungen für den stationären, zonalen Teil der Luftdruckverteilung als wenigstens annäherungsweise gültig anzusehen. Ferrel aber wendet, wie es nicht statthaft ist, den Satz von der Erhaltung der Flächen auf ein einzelnes Luftteilchen an; Oberbeck nimmt die Oberfläche der Erde als Kugel an und vernachlässigt ausserdem die Dichtigkeitsunterschiede in der Atmosphäre, die ja gerade die ganze Bewegung der Luft relativ der Erde hervorrufen. Demnach ist die Aufgabe, die stationäre zonale Luftdruckverteilung auf der Erde rechnerisch festzustellen, noch nicht gelöst.

Die also auch in einer idealen Atmosphäre auftretende Wellenbewegung wird sich aus Zügen von Wellen verschiedener Länge und Höhe, sowie verschiedener Umlaufszeit zusammensetzen. Bei den in der Richtung der Breitenkreise fortschreitenden Wellen werden die Wellenlängen ganze Teile des Kreisumfanges ausmachen müssen. Die Luftdruck- und Bewegungsverhältnisse entsprechen dann der Summe eines stationären Teiles und der in der jeweiligen Lage durch die einzelnen Wellen gegebenen Luftdruckverteilung und Luftbewegung. Die Fortpflanzung der einzelnen Minima und Maxima ist daher durch das Fortschreiten der einzelnen Wellen bedingt, und die Veränderung ihrer Tiefen und Höhen sowie der Druckverteilung in ihrer Umgebung hängt von den Phasenunterschieden ab, welche die Wellen an dem Orte des Minimums oder Maximums gegen einander annehmen. Das Minimum also z. B. vertieft sich, wenn die tiefsten Stellen der verschiedenen Wellen einander sich nähern. Es ist leicht zu übersehen, dass die Isobaren, welche die Minima und Maxima umgeben, im allgemeinen eine kreisförmige Gestalt nicht haben. Dies kann nur der Fall sein, wenn die Druckdifferenzen in der Richtung von West nach Ost die gleichen sind wie die zur Zeit in der Richtung von Nord nach Süd bestehenden; ein Fall, der, wie auch die Erfahrung bestätigt, nur sehr selten eintreten und infolge des weitern Fortschreitens der Wellen alsbald in andere Verhältnisse sich umwandeln wird. Daraus zeigt sich, dass es nicht den wirklichen Vorgängen entspricht, die kreisförmigen cyklonalen und anticyklonalen Phänomene zur Grundlage der Betrachtungen über die atmosphärischen Bewegungen zu machen und andere Gestaltungen der Isobaren als Abweichungen von den normalen Verhältnissen zu betrachten.

In der die Erde umgebenden Atmosphäre besteht nun natürlich wegen der unregelmässigen Verteilung von Wasser und Land die den bisherigen Betrachtungen zu Grunde gelegte zonale Verteilung der Temperatur nicht, und dem entsprechend wird auch die Luftdruckverteilung und Luftbewegung auf der Erde eine andere sein, als sie einer solchen zonalen Verteilung entsprechen würde. Es wird jedoch statthaft sein, die in Wirklichkeit bestehenden Verhältnisse in zwei Teile zu zerlegen, und zwar in einen Teil, der einer mittlern, jeweiligen zonalen Temperaturverteilung entspricht, und einen Teil, der durch ein grösseres oder kleineres Gebiet umfassende Abweichungen von diesen mittlern Temperaturen bedingt ist.

Die aus diesen letztern entspringenden Phänomene haben, wenn sie auch über ein grösseres Gebiet sich erstrecken, doch einen lokalen Charakter und sind von ihrer Unterlage abhängig, werden also auch an den durch die mittlern zonalen Temperaturverhältnisse hervorgerufenen Bewegungen nicht teilnehmen, wohl aber sich mit denselben summieren. Die Zerlegung der Erscheinungen in jene zwei Teile scheint um so mehr gerechtfertigt, als mit der Höhe die lokalen Temperaturabweichungen sich abschwächen, und immer mehr die zonale Temperaturverteilung überwiegt. Unter leicht zu übersehenden Umständen kann die Summation der der allgemeinen Zirkulation angehörigen, fortschreitenden Wellen und der durch die lokalen Temperaturabweichungen bedingten Luftdruck- und Bewegungsverhältnisse ebenfalls fortschreitende cyklonale und anticyklonale Phänomene ergeben.

Es darf nicht unbemerkt bleiben, dass auch die durch die lokalen Temperaturabweichungen bedingten Bewegungen nicht vollkommen stationär sein können, sondern wellenförmige Phänomene enthalten müssen, denn auch diese Luftdruck- und Bewegungserscheinungen werden im allgemeinen keinen derartigen Zustand annehmen können, dass die Bewegung der Luftteilchen den Schnittlinien der Flächen gleichen Partialdruckes und der Niveauflächen der Erde folgt.

Dies letztere ist aber die allgemeine Bedingung dafür, dass auf einer endlichen Strecke und während endlicher Zeit die Luftbewegung in der rotierenden Atmosphäre gleich, d. h. stationär bleibe. Diese Bedingung ist sowohl bei einer nur zonalen Temperaturverteilung, als auch bei den Partialbewegungen, die aus den Temperaturabweichungen vom zonalen Mittel resultieren, in der Atmosphäre im allgemeinen nicht erfüllt, und so können in derselben nach Richtung und Stärke beständige Winde während irgend eines Zeitraumes nicht bestehen, sondern es müssen Luftwogen auch von geringer Länge zur Bildung gelangen. Die bisherigen Folgerungen, führen also zu den — neuerdings besonders von Vallot durch Beobachtungen auf dem Montblanc und von Pernter auf dem Sonnblick auch für grössere Höhen festgestellten — Druckschwankungen und Stössen in den Stürmen.

Diese und die Luftwogen, die in der streifenförmigen Wolkenbildung zur Äusserung gelangen, sind wohl die kleinsten, die sich uns zu erkennen geben. Die Luftwogen von zunächst grösserer Ausdehnung dürften bei der Gewitterbildung eine wichtige Rolle spielen. Zu dieser Grössenordnung gehören auch die tornadoartigen Stürme, deren grosse Intensität durch das Zusammenfallen mehrerer Wellenthäler bedingt wird. Man kann unter den hier aufgestellten Gesichtspunkten auch verstehen, wie es zugeht, dass solche Phänomene verschwinden und an anderer, in der Richtung ihres früheren Zuges liegender Stelle wieder auftreten. Dies kann als eine Folge der Interferenz verschieden schnell fortschreitender Wellensysteme betrachtet werden.

Man muss sich also die Atmosphäre von zahlreichen Wellensystemen von ausserordentlich verschiedener Grösse erfüllt vorstellen, und zwar erstens von den regelmässigen, welche einer gewissen zonalen mittlern Temperaturverteilung entsprechen, und zweitens den unregelmässigern, die aus den Abweichungen dieser Temperaturverteilung entspringen.

Als eine andere Klasse von fortschreitenden Druckänderungen in der Atmosphäre werden noch gewisse Druckstufen zu nennen sein, deren anfängliche Entwicklung wohl der Bildung einer Diskontinuität in der Atmosphäre zuzuschreiben ist. Wenn auch, wie oben ausgeführt, eine Bildung von Diskontinuitätsflächen in der Atmosphäre, wie sie v. Helmholtz unter Anwendung des Satzes von der Erhaltung der Flächen auf einen Luftring sich vorgestellt hat, nicht den Sätzen der Mechanik entspricht, so sind wohl andere Möglichkeiten denkbar, die zu solchen Diskontinuitäten führen, wie z. B. die plötzliche Ausscheidung des an einer Stelle in der Atmosphäre enthaltenen Wasserdampfes als Niederschlag. Derartige Diskontinuitäten werden sich aber immer nur auf ein kleineres Gebiet erstrecken. Die durch sie erzeugte Druckstufe kann dann wohl, wie eine durch einen Stoss erzeugte Welle, fortbestehen und weiter fortschreiten, auch wenn die ursprüngliche Ursache für die Entwicklung der Diskontinuität selbst wieder verschwindet. Zu diesen Erscheinungen dürfte auch die in den Annalen der Hydrographie 1889. p. 242, beschriebene gehören, die sich von Sylt bis Pola verfolgen liess.

Da wir vorläufig eine stichhaltige, mathematisch-analytische Darstellung der Luftdruck- und Bewegungsverhältnisse der Atmosphäre selbst unter den aufs höchste vereinfachten Voraussetzungen nicht besitzen, so tritt die Aufgabe in den Vordergrund, die wirklich in der irdischen Atmosphäre bestehenden und durch die Beobachtungen gegebenen Verhältnisse in die regelmässigeren der allgemeinen atmosphärischen Circulation und die durch lokale Abweichungen bedingten zu trennen und jede dieser Erscheinungsarten für sich zu untersuchen.

Die genauere Kenntnis der regelmässigen Phänomene der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation wird den Zusammenhang räumlich weit voneinander getrennter Erscheinungen erkennen lassen

und uns zu gewissen Perioden in den Witterungsverhältnissen führen. Es wird sich dabei zeigen, ob ausser der jahreszeitlich verschiedenen Einwirkung der Sonnenwärme auf die Erde noch andere, ausserhalb unseres Planeten liegende Ursachen die irdische Atmosphäre beeinflussen.«

16. Wolken.

Eine experimentelle Darstellung einiger Erscheinungen, die mit der Wolkenbildung zusammenhängen hat M. N. Shaw ausgeführt[1]). Es wurden durch Mischung von zwei Luftströmen verschiedener Temperatur in einer grossen Glaskugel Wolken erzeugt. Die Strömungen wurden durch Konvektion hervorgerufen. Die Bewegung der Wolken gab nun einen Anhaltspunkt für die Bewegung der Luft. Unter günstigen Umständen nahm die Bewegung einen cyklonischen Charakter an. Eine zweite Glaskugel diente dazu, die Wolkenbildung durch dynamische Abkühlung der Luft zu zeigen. Eine plötzliche Expansion war der Erhebung von über 10000 Fuss äquivalent. Die Wassertröpfchen konnte man sogar langsam fallen sehen. Ein Licht wurde an der Rückseite der Glaskugel angebracht, und es zeigten sich unter günstigen Umständen Höfe. Zwei andere Kugeln endlich zeigten die Veränderungen, welche Wolkenbildung bei der dynamischen Abkühlung der Luft verursachen. In einer derselben verminderte die Kondensation das Fallen der Temperatur bei plötzlicher Ausdehnung, und die Differenz wurde durch Druckdifferenz zwischen den Kugeln gemessen.

Die Bewölkung des russischen Reiches ist Gegenstand einer umfassenden, kritischen Untersuchung von A. Schoenrock gewesen[2]). Benutzt sind nur die Beobachtungen der Jahre 1870 bis 1890, und zwar besonders deshalb, weil erst seit 1870 nach der 10 teiligen Skala beobachtet wird. Als heitere und trübe Tage sind solche mit weniger als 2.0 und mit mehr als 8.0 gerechnet worden. In die Tabellen sind 232 Stationen aufgenommen, von denen allerdings diejenigen in Peking, Sinope, Teheran und Trapezunt, sowie zwei in Korea nicht innerhalb der russischen Grenzen liegen, wohl aber von russischer Seite unterhalten werden. Es haben:

19	Stationen	(8%)	unter 5	Beobachtungsjahren
98	»	(42 »)	5— 9	»
54	»	(23 »)	10—14	»
38	»	(16 »)	15—20	»
23	»	(10 »)	21	»

jedoch bezieht sich diese Auszählung nur auf volle Jahre oder solche mit mindestens 6 Monaten, Jahre mit weniger als 6 Monaten

[1]) Nature 52. p. 39. Meterolog. Zeitschrift. 1895. p. 480.
[2]) Mémoires de l'Académie impériale de St. Petersbourg. S. VIII. Klasse. Physieco - Math. 1. Nr. 9. Meteorologische Zeitschrift 1895. Litteraturbericht. p. 89. Referat von C. Kassner, woraus oben der Text.

sind hierbei nicht beachtet. Ausser obigen 232 Stationen sind für die Konstruktion der Karten noch die Beobachtungen von 9 finnländischen, 11 schwedischen und 2 norwegischen Stationen verwertet worden.

Was den jährlichen Gang der Bewölkung betrifft, so unterscheidet Schoenrock vier Typen. Den ersten Typus findet man fast im ganzen europäischen Russland und jenseits des Ural bis nach Semipalatinsk hin; hier fällt das Maximum auf den November, das Minimum meist auf den Juli, jedoch vom finnischen Meerbusen bis nach Wologda hin schon auf den Juni, im mittlern Ural auf den März, im südlichen auf den April, im Osten und Süden des Gebietes mehr nach dem August hin. Der zweite Typus gehört dem Gebiete vom Südwesten Russlands bis an das Tjan-Schan-Gebirge an; das Minimum fällt auf den August, nur im westlichen Teile auf den September. Das Maximum tritt an der Grenze zum Gebiete des ersten Typus im Dezember ein, nach Südosten bis Südwesten später: auf dem Streifen von Bessarabien bis Turkestan im Januar, in der Krim, im Kaukasus und in Taschkent im Februar, an der Ostküste des Schwarzen Meeres, sowie in Osch, Wernyj und Kaschgar im März, endlich in Narynskoe und Prschewalsh im April. Der dritte Typus herrscht im Gebiete zwischen der obern Lena und dem grossen Ozeane. Der heiterste Monat ist der Januar, der trübste am untern Amur der Mai, von da nach Norden, Westen und Süden verspätet sich das Maximum mehr und mehr bis in den Juli (Peking) und August (im Norden) hinein; Jakutsk hat das Maximum erst im Oktober. Das ganze übrige Sibirien stellt einen Übergangstypus dar. Das Maximum verspätet sich im allgemeinen von NE nach SW, das Minimum fällt meist in den März oder benachbarte Monate. Naturgemäss ist aber nicht bloss diese reine grosse Übergangstypus abzusondern, vielmehr findet, je nachdem sekundäre Extreme ein geringes Übergewicht erreichen, ein Hinüberleiten des einen Typus zum andern an den Grenzen beider statt.

Die Höhe der Wolken zu Irkutsk ist im Januar bis Mai 1895 von R. Rosenthal trigonometrisch bestimmt worden[1]). Die Messungen ergaben nachstehende mittlere, grösste und kleinste Höhen (über dem Meere) der verschiedenen Wolkenformen.

	Anzahl der Messungen	Mittel	Max.	Min.
Stratus	2	1934	2305	1564
Cumulo-Stratus	5	2343	3039	1651
Cumulus	25	2902	3606	1867
Cirro-Stratus	7	6527	8706	4003
Cirro-Cumulus	2	8816	9384	8248
Cirrus	7	10904	14004	6610

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1896. p. 16.

Was die Cumuli betrifft, so wurden stets kleine alleinstehende Wolken gewählt, die wohl mehr zu den niedrigen Alto-Cumulis zu rechnen sind.

Die Höhe der leuchtenden Nachtwolken. In den Jahren 1889—1891 sind in Steglitz, Berlin, Nauen und Rathenow gleichzeitige photographische Aufnahmen der leuchtenden Nachtwolken angestellt worden, über deren Berechnung O. Jesse berichtet[1]). Diese Wolken sind immer nur so lange in der Dämmerung sichtbar, als sie direkte Beleuchtung durch die Sonnenstrahlen erhalten; sobald der Erdschatten über sie hinweggeht, verschwinden sie vollständig. Die obere Grenze bildet daher einen ungefähr im grössten Kreise liegenden Bogen, dessen kleinster Zenithabstand über der Sonne liegt. Die mittlere Höhe aus den Beobachtungen 1889—1891 ergiebt sich zu 82.08 ± 0.01 *km*, so dass sich also diese Höhe seit 1885 nicht geändert hat.

17. Luftfeuchtigkeit, Niederschläge.

Untersuchungen über die Verdunstung hat E. Wollny angestellt[2]), wobei er sich bestimmter Zinkblechgefässe (Lysimeter) bediente, die auf einem im Freien aufgestellten Tische angebracht waren. Zu Beginn der Versuche wurde das Trockengewicht der Füllung bestimmt, worauf nach 5—9 Tagen die darin enthaltene Wassermenge durch wiederholtes Wägen leicht bestimmt werden konnte. Ebenso gestattete diese Vorrichtung die Feststellung der Sickerwassermenge, und da die Niederschlagsmenge, durch einen in unmittelbarer Nähe der Lysimeter aufgestellten Regenmesser bestimmt, bekannt war, konnte auch die Verdunstungsmenge innerhalb obiger Zeitintervalle berechnet werden.

Die während dreier Jahre, mit Ausnahme der Wintermonate, in bezug auf die Verdunstung verschiedener Bodenarten und einer freien Wasserfläche unter sonst gleichen äussern Bedingungen ermittelten Daten lassen erkennen:

1. dass die von den Böden an die Atmosphäre abgegebenen Wassermengen beträchtlich kleiner sind als jene von einer freien Wasserfläche;

2. dass die geringsten Wassermengen von dem Sande verdunstet werden, die grössten von dem Lehm, während Torf und humoser Kalksand in dieser Beziehung einen mittlern Wert aufzuweisen haben, und

3. dass durch die Bedeckung des Bodens mit lebenden Pflanzen die Verdunstungsmengen in einem bedeutenden Grade gefördert werden.

---

[1]) Astron. Nachr. p. 3247.

[2]) Forsch. auf dem Gebiete der Agrikulturphysik. 18. p. 486.

Bezüglich des Einflusses der meteorologischen Elemente auf die Verdunstung, sowie der Verdunstungsfaktoren auf die jeweiligen Feuchtigkeitszustände des Bodens gelangte Verf. zu folgenden Schlussfolgerungen:

1. Die Verdunstung ist ein Vorgang, welcher sowohl von den meteorologischen Elementen als auch von dem Feuchtigkeitsgehalte des Substrates beherrscht wird.

2. Unter den äussern Bedingungen der Verdunstung erweist sich die Wärme von grösster Bedeutung, insofern die Verdunstungsmengen im allgemeinen mit der Temperatur steigen und fallen, doch werden diese Wirkungen modifiziert, je nachdem die übrigen Faktoren zur Geltung kommen, sowie nach Massgabe der durch das Substrat dargebotenen Wassermengen.

3. Der Einfluss höherer Temperatur wird mehr oder weniger vermindert bei höherer Luftfeuchtigkeit, stärkerer Bewölkung, geringerer Luftbewegung und niedrigem Feuchtigkeitsgehalte des Mediums, während derselbe unter entgegengesetzten Verhältnissen zunimmt. Anderseits können niedrige Temperaturen einen stärkern Effekt hervorrufen als höhere, wenn die Luft trocken, die Bewölkung eine geringe, die Windstärke eine hohe und in dem verdunstenden Körper ein grösserer Wasservorrat vorhanden ist.

4. Für die Verdunstung einer freien Wasserfläche sowie der vollständig mit Wasser gesättigten Böden sind vornehmlich die Wärme, dann die relative Luftfeuchtigkeit, die Bewölkung, die Richtung und Stärke des Windes massgebend, während für jene der normal feuchten Böden sowohl im nackten Zustande, als auch in dem Falle, wo dieselben mit lebenden Pflanzen besetzt sind, die Niederschlagshöhe, von welcher ihre Durchfeuchtung abhängt, mitbedingend ist. Die Wirkungen der äussern Verdunstungsfaktoren treten bei den Böden in der ad 2. geschilderten Weise umsomehr zurück, je weniger ergiebig die Niederschläge sind, und je stärker der Boden durch vorangegangene günstige Witterung ausgetrocknet war und umgekehrt. Aus diesen Gründen weicht der Gang der Verdunstung einer freien Wasserfläche von demjenigen der verschiedenen Bodenarten nicht selten wesentlich ab.

5. Freie Wasserflächen und dauernd gesättigte Böden geben unter sonst gleichen Umständen durchschnittlich grössere Wassermengen an die Atmosphäre ab als künstlich oder natürlich entwässerte Böden im nackten oder bepflanzten Zustande. Nur in gewissen Perioden, nämlich in solchen, in welchen die Wirkung der Verdunstungsfaktoren sehr intensiv ist, die Pflanzen sich in der Hauptwachstumsperiode befinden, und der Boden einen höhern Wassergehalt aufzuweisen hat, können die mit Pflanzen besetzten Ländereien ceteris paribus ein grösseres Verdunstungsvermögen aufweisen als freie Wasserflächen.

6. Wenn nicht bewässerte Kulturböden mit lebenden Pflanzen besetzt sind, so verdunsten sie ungleich grössere Feuchtigkeitsmengen

als bei nackter Beschaffenheit der Oberfläche. Im erstern Falle übersteigt das abgegebene Wasserquantum in keinem Falle das während oder vor der Vegetationszeit zugeführte aus der Atmosphäre. Sumpf- und bewässerte Ländereien, sowie freie Wasserflächen können unter günstigen Verdunstungsverhältnissen zuweilen an die Atmosphäre eine grössere Wassermenge abgeben, als den gleichzeitig stattfindenden Niederschlägen entspricht.

7. Das Verdunstungsvermögen der Böden an sich ist von deren physikalischer Beschaffenheit abhängig; je geringer ihre Permeabilität für Wasser, je grösser ihre Wasserkapazität ist, und je leichter sie den stattgehabten Feuchtigkeitsverlust auf kapillarem Wege zu ersetzen im stande sind, um so intensiver gestaltet sich die Verdunstung und umgekehrt. Aus diesem Grunde nimmt die verdunstete Wassermenge mit dem Thon- und Humusgehalt zu, während sie sich in dem Masse vermindert, als das Erdreich reicher an sandigen und grobkörnigen Bestandteilen ist.

8. Der mit einer Pflanzendecke versehene Boden verliert auf dem in Rede stehenden Wege umsomehr Wasser, je kräftiger sich die Pflanzen entwickelt haben, je dichter sie stehen, und je länger ihre Vegetationsdauer ist, und umgekehrt.

Bestimmung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre auf Grund spektroskopischer Messungen. Die veränderliche Menge des in der Luft in dampfförmigem Zustande enthaltenen Wassers giebt sich infolge der absorbierenden Wirkung desselben auf das von der Sonne kommende Licht bei dessen Zerlegung zum Spektrum, je nach der Verwendung von mehr oder weniger vollkommenen physikalischen Hilfsmitteln, entweder durch das Auftreten zahlreicher zarter Linien, welche im wesentlichen zu Gruppen angeordnet sind, oder als vereinzelte bandförmige Streifen von wechselnder Intensität zu erkennen. Die meisten, grössere Zeiträume umfassenden Untersuchungen, welche, namentlich aus praktisch meteorologischen Gründen veranlasst, einen Einblick in die Feuchtigkeitsverhältnisse der obern Luftschichten anstrebten, sind mit verhältnismässig einfachen Instrumenten ausgeführt worden; die Beurteilung der Änderungen der Absorptionsbanden geschah dabei nach abweichenden Methoden. In einzelnen Fällen beschränkten sich die Beobachter auf die Verwertung einer Skala, deren Endpunkte durch die Intensitätsgrenzen der Absorptionsbanden bestimmt waren, und innerhalb welcher die Stufenfolge durch die nach persönlichen Eindrücken empfundenen Änderungen im Aussehen in gleichmässig fortschreitenden Intervallen in bestimmter Zahl festgesetzt wurde.

Bei der Verwendung verfeinerter instrumenteller Einrichtungen zur Erzeugung des Spektrums, welche mit viel grösserer Schärfe den veränderlichen Charakter jener Linien tellurischen Ursprunges enthüllen, steigerte man auch die Ansprüche an die Empfindlichkeit der Messmethoden. Von nur geringer praktischer Bedeutung er-

wiesen sich die Vorschläge von Janssen, aus den Strahlen einer künstlichen Lichtquelle, welche gezwungen waren, eine dicke Schicht von Wasserdampf zu durchsetzen, der in eine Röhre eingeschlossen war, und dessen Menge man variieren konnte, ein Vergleichsspektrum herzustellen, welches sich in bezug auf die Intensität der tellurischen Linien mit dem gleichzeitig entworfenen Sonnenspektrum nach dem Augenscheine in Übereinstimmung befand, so dass dadurch ein Schluss auf die Quantität des Wasserdampfes in der von den Sonnenstrahlen durchlaufenen Luftschicht ermöglicht war. Sodann versuchten Cooke und Secchi aus der Häufigkeit der zwischen den Natriumlinien D_1 und D_2 auftretenden Linien terrestrischer Herkunft Folgerungen über den Feuchtigkeitsgehalt innerhalb der betreffenden Luftsäule zu ziehen; jedoch befriedigten die Resultate nicht. Hingegen die grösste Beachtung verdienen die Methoden von Cornu und Müller (Potsdam), welche sich in ihren Resultaten auf die Vergleichung der veränderlichen Linien tellurischen Ursprunges mit unveränderlichen, welche von der Absorption der Photosphäre herrühren, stützen. Der französische Physiker verfolgte gewisse Wasserdampflinien an den einzelnen Tagen bis zu dem Zeitpunkte, wo dieselben das Aussehen einer bestimmten unveränderlichen Spektrallinie erhielten. Im Anschlusse an diese Schätzungen wurde von Cornu dann der Versuch angestellt, auf Grund der mit dem Hygrometer gleichzeitig erhaltenen Werte der Feuchtigkeit der Luft am Beobachtungsorte mit Hinzuziehen entsprechender theoretischer Überlegungen einen Schluss auf die Gesamtmenge innerhalb einer bestimmten Luftsäule zu ziehen. Müller gelang es, durch Verwendung unveränderlicher Vergleichslinien seine auf dem Gipfel des Säntis angestellten Messungen direkt mit den zu Potsdam ausgeführten im Zusammenhange zu betrachten; jener Gelehrte verwertete eine zehnteilige Skala, welche die Änderungen der tellurischen Linien bei mittlerer Feuchtigkeit umfasste, und für deren Stufen sich eine genügende Anzahl von Fixpunkten in der Reihe der von Sonnenabsorption herrührenden Linien des Spektrums hatten finden lassen, so dass die Wiederherstellung dieser Einteilung auch jederzeit geschehen konnte.

Th. Arendt hat nun nach den von Cornu und Müller aufgestellten Grundsätzen die spektroskopische Untersuchung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre weiter geführt und sich dabei des grossen Spektrometers des astrophysikalischen Observatoriums zu Potsdam bedienen können[1]). Die Untersuchungen erstrecken sich über den Zeitraum vom Juli 1895 bis Ende März 1896, und zwar wurden dabei die Änderungen der bei D befindlichen Wasserdampfliniengruppe studiert. Den Hauptanhalt bei der Beurteilung der atmosphärischen Linien bildet der Grad ihrer Schwärzung, und diesen bestimmte Arendt durch Schätzung nach Stufen, gemäss dem zuerst

[1]) Meteorol. Zeitschrift. 1896. 10. Heft. p. 376 u. ff.

von Argelander bei Helligkeitsbeobachtungen veränderlicher Sterne eingeführten Systeme. Es wurden 14 Linien zu einer Skala vereinigt und ihre Dunkelheitsunterschiede durch Stufen festgelegt, so dass sich ein Normalsystem herstellte, auf welches die übrigen Schätzungen bezogen werden konnten. Die Beobachtungen wurden bei verschiedenen Sonnenhöhen ausgeführt, da aber nach Cornu und Müller die Zunahme der Linien-Intensität der Vergrösserung der Luftwege direkt proportional ist, was näherungsweise auch aus einer bezüglichen Untersuchung Arendt's hervorging, so wurden alle Beobachtungen auf eine Weglänge von 1.5 Schichteinheiten bezogen. Die Beobachtungen und Untersuchungen des Verf. sind im ganzen nur Vorarbeiten zu dem eigentlichen Probleme. Es liegt in seiner Absicht, durch Anstellung von Simultanbeobachtungen mit möglichst gleichen physikalischen Hilfsmitteln an horizontal nahe gelegenen Thal- und Gipfelstationen die einem Stufenwerte entsprechende Menge des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes in absolutem Masse durch Verwertung von Feuchtigkeitsbestimmungen innerhalb der Vertikalzone zu bestimmen.

Die tägliche Periode der relativen Luftfeuchtigkeit ist von D. Eginitis seit 1893 an einem selbstregistrierenden Haarhygrometer zu Athen beobachtet und untersucht worden[1]). Es zeigte sich dort im täglichen Gange ein zweites Maximum und ein zweites Minimum. Ersteres tritt im Winter um 7^h abends, im Sommer um 8^h ein, das zweite Minimum 2 bis 4 Stunden später. Das Abendmaximum der relativen Feuchtigkeit ist meist unbedeutender als das des Morgens, oft wird aber auch das Abendmaximum das überwiegende. Es tritt, ebenso wie das Morgenmaximum, nicht regelmässig alle Tage auf; zuweilen, wenn auch selten, fehlt es ganz; gleichwohl ist es noch häufiger als selbst das Morgenmaximum. Das Abendminimum ist gewöhnlich nicht so ausgesprochen wie das entsprechende Maximum, und es tritt viel seltener als Hauptminimum auf.

Die Erklärung für diese doppelte Tagesschwankung sucht Verf. in dem täglichen Gange der absoluten Feuchtigkeit und der Temperatur. Am Athener Observatorium, das nur 5 *km* von der Küste entfernt ist, zeigt sich das Maximum der absoluten Feuchtigkeit abends nach Sonnenuntergang, fast gleichzeitig mit dem Temperaturmaximum des Meeres. Von dem Momente, wo das Nachmittagsmaximum statthat, nimmt die relative Feuchtigkeit zu wegen des Sinkens der Temperatur und der Zunahme der absoluten Feuchtigkeit; diese Zunahme der relativen Feuchtigkeit hält an bis zum Maximum der absoluten Feuchtigkeit; dann beginnt diese abzunehmen und veranlasst folglich die Abnahme der relativen Feuchtigkeit, denn das Sinken der Temperatur ist ein langsames und kann nicht die Abnahme der Dampfspannung kompensieren. Absolute und relative

[1]) Compt. rend. **121.** p. 574.

Feuchtigkeit, wie Temperatur, sinken weiter, und in dem Momente, wo die Temperaturabnahme das Übergewicht zu erlangen beginnt, hat die relative Feuchtigkeit ihr Minimum erreicht und beginnt dann langsam zu steigen.

Prof. Eginitis ist der Meinung, dass die doppelte tägliche Schwankung der relativen Feuchtigkeit nicht eine Eigentümlichkeit des Klimas von Athen ist, sondern allen in der Nähe des Meeres gelegenen Orten gemeinsam sei und auch dem kontinentalen Klima, wenn auch hier weniger ausgesprochen.

A. Angot hält dagegen dieses doppelte tägliche Maximum und Minimum für eine lokale Erscheinung, hervorgerufen durch die Seebrise in Athen[1]).

Über Regenmessung, Regenmenge und Regenhäufigkeit in der täglichen Periode verbreitet sich van Bebber[2]). Er fand in Hamburg zunächst die bekannte Thatsache bestätigt, dass alle höher und freier aufgestellten Regenmesser geringere Beträge lieferten als die tiefer stehenden. Ferner zeigten die Niederschläge in Bezug auf Menge und Häufigkeit eine ausgesprochene tägliche Periode, und die fernere Untersuchung des vorhandenen fremden Materiales ergab, dass dies eine Erscheinung ist, welche in allen Klimaten der Erde, gewisse Modifikationen abgerechnet, auftritt. Die vom Verf. zusammengetragenen Tabellen zeigen, dass mit geringen Ausnahmen die Regenmengen für die Tagesstunden grösser sind, als für die Nachtstunden. Dieses Verhältnis spricht sich deutlicher aus in den Sommer- als in den Wintermonaten, so dass man wohl die allgemeine Regel aufstellen kann, dass in der wärmern Tageszeit die Regenmengen grösser sind als in der kältern Tageszeit.

Sowohl für die mittlern als auch für die niedern Breiten ergeben sich im allgemeinen zwei Maxima der Regenmenge: das eine fällt durchschnittlich auf die frühen Morgenstunden, auf die Zeit des Sonnenaufganges, das andere, gewöhnlich das Hauptmaximum, auf die Nachmittagsstunden. Dabei zeigen sich aber sehr grosse Verschiedenheiten in Bezug auf diese beiden Maxima. In unsern Gegenden liegt das Hauptmaximum zwischen 2 und 4 Uhr nachmittags, in einigen Fällen verschiebt sich dasselbe nach den Abendstunden hin; zuweilen treten dafür zwei Maxima auf, eins in den ersten Nachmittagsstunden und ein anderes in den späten Abendstunden. Die durch die Maxima getrennten Minima finden meistens in den Vormittagsstunden von 6 bis 11 Uhr und anderseits um die Mitternachtszeit statt.

In der wärmern Jahreszeit ist die tägliche Periode der Regenmenge deutlicher ausgeprägt, als in der kältern Jahreszeit, deutlicher in kontinental gelegenen Gegenden als in maritimen Distrikten;

---

1) A. a. O. p. 595.

2) Archiv der Deutschen Seewarte. 18. Nr. 3.

insbesondere hervortretend ist das Nachmittagsmaximum in den niedern Breiten, wo die Regenmengen in den übrigen Tageszeiten bedeutend zurücktreten.

Die Regenhäufigkeit (Anzahl der Regenstunden) zeigt in der täglichen Periode ganz ähnliche Verhältnisse wie die Regenmenge. Im allgemeinen regnet es am Tage häufiger als in der Nacht, jedoch ist dieses Verhältnis nicht so entschieden ausgesprochen, wie bei der Regenmenge. Auch bei der Regenhäufigkeit weisen die Vormittags- und die Nachmittagsstunden je ein Maximum auf. Das erstere fällt im allgemeinen auf die frühen Morgenstunden, das letztere gegen Abend. Dabei aber findet, abweichend von dem Verhalten der Regenmengen, das Hauptmaximum in den mittlern Breiten in den frühen Stunden des Vormittags und das zweite Maximum gegen Abend statt, während in den niedern Breiten die Verhältnisse ungefähr dieselben sind, wie für die Regenmenge. Am seltensten regnet es um die Mittags- und Mitternachtszeit.

Der Quotient aus Regenmenge und Häufigkeit in Stunden ergiebt die Regendichte, ihr Maximum fällt in Hamburg auf die Stunden 8—12 Uhr morgens, das Minimum auf die Nachtstunden. Bei allen Regenmassen zeigte sich eine Abnahme der Regenmenge mit wachsender Windgeschwindigkeit.

Die tägliche Periode des Regens ist von A. Angot auf Grund der Aufzeichnungen des meteorologischen Zentralbureaus zu Paris in den Jahren 1890—1895 untersucht worden[1]. Teilt man den Tag in acht Abschnitte von je 3 Stunden, und berechnet man getrennt die Regenmengen, die in jeder Epoche gefallen sind, so erhält man die nachstehenden Werte:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Sommer .	114	86	90	87	143	223	161	95
Winter .	106	142	172	123	120	104	111	122

Diese Zahlen geben in Tausendsteln den Bruchteil des gesamten Regens an, welcher einer jeden dreistündigen Periode, von Mitternacht an gezählt, entspricht; wenn der Regen gleichmässig über den Tag verteilt wäre, würde jede Periode 125 geben. Es findet sich aber, dass im Sommer (Juni, Juli, August) der Regen stets in 5 Perioden, oder in 15 sich folgenden Stunden bis Mittag, unter dem Mittel bleibt und nur in drei Perioden, von Mittag bis 9 Uhr abends, über das Mittel sich erhebt; dieses Maximum fällt mit dem der Gewitterhäufigkeit zusammen. Im Winter hingegen (Dezember, Januar, Februar) übersteigt der Regen das Mittel von 125 nur in zwei sich folgenden Perioden von 3^h bis 9^h morgens, das heisst zur Zeit, wo die Temperatur am niedrigsten ist, und die relative Feuchtigkeit am grössten.

[1]) Compt. rend. **122.** p. 1409.

Die für den Sommer charakteristische Schwankung findet man auch noch im Mai und September; hingegen scheinen die vier Monate März, April, Oktober und November keine merkliche tägliche Schwankung zu zeigen. Wegen des fast vollständigen Gegensatzes des Verhaltens im Sommer und im Winter verliert das Jahresmittel jeden Charakter und alle Bedeutung.

Die Betrachtung der Regenhäufigkeit, unabhängig von der Menge des gefallenen Wassers, führt zu ähnlichen, aber nicht absolut identischen Resultaten; dies beweist, dass die mittlere Intensität der Regengüsse auch eine tägliche Variation besitzt. Im Sommer ist die Wahrscheinlichkeit, dass man zu einer beliebigen Stunde Regen beobachtet, im Mittel (für die Zeit 1890 bis 1895) 75 auf 1000; sie steigt auf 104 zwischen 3^h und 6^h abends und ist ziemlich konstant und gleich 71 pro Mille während des ganzen übrigen Tages. Das Maximum der Intensität und der Häufigkeit des Regens zeigt sich zur selben Epoche, aber ersteres ist viel ausgesprochener und erstreckt sich über eine längere Zeit als das zweite. — Im Winter ist die Regenwahrscheinlichkeit für eine beliebige Stunde im Durchschnitte 93 pro Mille; sie steigt auf 11 zwischen 3^h und 6^h morgens und auf 120 zwischen 6^h und 12^h, den ganzen übrigen Tag ist sie ziemlich konstant und gleich 86; die Epochen der Maxima der Häufigkeit und Intensität des Regens fallen wieder zusammen und selbst vollkommener als im Sommer.

Obwohl zu Paris im Sommer eine grössere Menge Regen fällt als im Winter, ist die Regenhäufigkeit in der erstern Jahreszeit beträchtlich geringer; die mittlere Intensität der Regenfälle ist also bedeutend grösser.

Die Ergebnisse der Beobachtungen an den Regenstationen Preussens 1893. Infolge der Bemühungen Prof. Hellmann's sind seit mehrern Jahren in Preussen und den unmittelbar benachbarten Bundesstaaten Hessen, Braunschweig, Oldenburg, Mecklenburg u. s. w. fast 2000 Regenstationen eingerichtet worden. Die Beobachter an denselben walten überall freiwillig ihres Amtes, und ihre Thätigkeit besteht darin, täglich um 7 Uhr morgens die von einem besonders konstruierten Regenmesser aufgefangene Niederschlagsmenge zu messen und in ein bestimmtes Formular einzutragen. Die Einrichtung des Netzes der Regenstationen war im Jahre 1892 beendigt, und es liegen für das Jahr 1893 zum ersten Male von allen beteiligten Stationen die Aufzeichnungen während eines Jahres vor. Die Bearbeitung dieses umfangreichen Materiales hat Professor G. Hellmann ausgeführt und die Ergebnisse derselben veröffentlicht. Diese Resultate sind bereits von grossem Interesse, namentlich auch für gewisse Zwecke der Hydrotechnik. So liefert eine grosse Tabelle, in welcher die Stationen nach Flussgebieten geordnet sind, u. a. Angaben der grössten an einem Tage gefallenen Niederschlagsmengen. Die Stationen sind hierbei in solcher Reihenfolge aufgeführt, dass man

bei jeder beliebigen Station eines Flussgebietes die oberhalb gelegenen ohne weiteres übersehen, also auch ermitteln kann, welche Niederschlagsmengen bei der Beurteilung der an dem betreffenden Orte zum Durchflusse gelangenden Wassermassen in Betracht kommen. Die bedeutendsten Niederschläge hatte 1893 das Harzgebiet, und zwar fiel die grösste Jahresmenge zu Klausthal, 1249 *mm*, und in dem benachbarten Silberhütte, 1246 *mm*. Dann kommt Grunwald im Kreise Glatz mit 1221 und Weberinghausen (Kreis Olpe) mit 1154 *mm*. Die geringste Niederschlagsmenge hatte Tomken (in Westpreussen), nämlich nur 364 *mm*. Das Jahr 1893 hat wiederum den Beweis geliefert, dass die Intensität des Niederschlages mit der Dauer abnimmt. Je länger ein Regenfall dauert, um so geringer ist durchschnittlich die Wassermenge, die er in der Minute liefert. Der intensivste Regen des Jahres 1893 fiel am 16. August zu Eisleben, 3.52 *mm* pro Minute, doch dauerte dieser heftige Guss nur 5 Minuten. Das Frühjahr 1893 zeichnete sich durch eine lange Dürreperiode aus, als welche eine Zeitdauer von mindestens 14 Tagen betrachtet wird, während deren keine messbaren Niederschläge fielen. Zur Beantwortung der Frage, wie häufig eine solche Dürreperiode in Norddeutschland eintrete, hat Prof. Hellmann die Beobachtungen von 12 Stationen, welche seit 1848 bestehen, benutzt. Es ergab sich, dass die Häufigkeit der Dürreperioden im allgemeinen von Ost nach West zunimmt. Während in Ostpreussen nur in 2 Jahren durchschnittlich einmal eine Periode von 14 regenlosen Tagen eintritt, kommen im selben Zeitraume in Westfalen und am Rhein deren 2, in Köln sogar 3 vor. Dreiwöchentliche Dürreperioden sind schon sehr viel seltener, im östlichen Norddeutschland eine in etwa 15 Jahren, im Rheinlande alle 3 bis 4 Jahre.

Die Verteilung der Niederschläge in Kaukasien bespricht v. Erckert[1]), ohne jedoch die Quellen, auf denen seine Angaben beruhen, aufzuführen. Die mittlere Menge der Niederschläge im Laufe eines Jahres findet am Ostufer des Schwarzen Meeres ihre höchsten Werte von 200 Millimetern nördlich und südlich von Ssuchum-Kaleh bei Ssotscha und Batúm. Vom erstern Punkte nehmen sie in nordöstlicher, vom letztern in östlicher Richtung ab und stellen nicht getrennte Gebiete, sondern ein gemeinsames, in der Richtung zum Kaspischen Meere an Niederschlägen abnehmendes, sozusagen terrassenförmiges Gebiet dar, welches bedeutende Ausbiegungen in der Richtung des Gebirges nach Südost hin aufweist, dergestalt, dass die Aussenkurve der 100 Millimetergrenze, etwas südlich von Nowo-Rossijsk beginnend, sich parallel mit dem Gebirgskamme bis etwas weiter östlich als die Strasse von Wladikawkas nach Tiflis erstreckt, von wo sie, scharf nach Westen umbiegend, nördlich von Tiflis vorbei den Südabhang des Gebirges begleitet und südlich von Kutais

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau f. Geographie. 18. p. 415. u. ff.

schroff nach Süden abbiegt, um bei Ardagan, nach Nordwesten streichend, ganz nahe bei Batúm das Schwarze Meer wieder zu erreichen.

Die Kurve von 50 Millimetern beginnt im Norden bei Anapa, streicht unter Ausbiegungen ostwärts bis zum 42.° östl. L., wo sie südwärts die Heilquellen bei Pätigorsk erreicht und von da, dem Gebirge parallel laufend, später das Ufer des Kaspischen Meeres in naher Entfernung bis Schemachá hin begleitet, von wo sie in spitzem Winkel nordwestlich bis Tiflis streicht und hier in noch spitzerem Winkel südöstlich auf dem rechten Ufer der Kurá, etwa unter 39° nördl. Br. südlich von Bakú, das Kaspische Meer erreicht. Am Ufer des Kaspischen Meeres, südlich von Lenkoran, tritt wieder die Zone von 100 Millimetern auf.

Weniger als 25 Millimeter weist die dem Kaspischen Meere vorliegende Steppe, nördlich der Kurá-Mündung, auf und ausserdem eine ganz schmale Zone, die sich südlich in Transkaukasien von Jelisabetpol nach Südosten zum Kaspischen Meere erstreckt.

Interessant ist, dass die Niederschläge des Winters (Dezember bis Februar) sehr viel Ähnliches, nur intensiver, als die Jahresniederschläge aufweisen. Bei Batúm und bei Ssotscha, in getrennten Gruppen, erreichen sie 600 Millimeter, die nach Nordosten hin schroff abnehmen, so dass die Terrassenstufen sehr nahe bei einander liegen, wobei sie sich bei 300 Millimetern noch nicht vereinigen, sondern Ssuchum-Kaleh nur nahe berühren. Erst die Kurve von 200 Millimetern umzieht ein gemeinsames Gebiet, welches bei Anapa beginnt, dem Gebirgszuge nahe des Dammes auf der Nordostseite folgt, die Strasse von Wladikawkas nach Tiflis im Hochgebirge erreicht und von dort in Südwestrichtung unter dem 41.° nördl. Br. den Tschoroch-Fluss südlich von Batúm erreicht. Die Curve von 100 Millimetern läuft ziemlich nahe und parallel derjenigen von 200 Millimetern, dann bildet sie eine kleine Insel bei Stawropol und umschliesst einen ganz schmalen Küstenstrich am Kaspischen Meere von Kislär bis etwa zum 41.° nördl. Br. Ebenso bildet die Mitte des Daghestan um Chunsach eine Insel von 50 Millimetern und mehr, und gleichfalls der Unterlauf der Kurá. Die Grenze von 25 Millimetern tritt erst westlich der Wolga-Mündung auf. Bei Lenkoran fallen die Kurven schnell von 300 Millimetern bis auf 100 Meter am Araxes herab.

Die Frühjahrsniederschläge (März bis Mai) erinnern in der Gestaltung der Kurven an die des ganzen Jahres. Die extremen Punkte liegen immer an denselben Stellen mit 400 Millimetern bei Ssotscha und 300 bei Batúm; nur tritt noch ein drittes Zentrum in der Mitte des Gebirges an der Strasse von Wladikawkas nach Tiflis auf, zwei parallele nahe benachbarte Ovale von 400 und 300 Millimetern bildend. Sehr trocken bleibt aber der Unterlauf der Kurá und das Küstengebiet des Kaspischen Meeres. Am trockensten ist die Gegend westlich der Wolga-Mündung.

Aber auch der Sommer (Juni bis August) weist Ähnliches auf. Die beiden Extreme liegen mit 500 Millimetern nördlich von Batúm und mit 400 um Ssotscha, so dass erst die Kurve von 300 Millimetern eine gemeinschaftliche Zone umschliesst, die unter 44° nördl. Br. am Schwarzen Meere beginnt und ganz nahe südlich von Batúm endigt, eine sehre weite Ausbiegung nach Osten hin unter 45° nördl. Br. bis in den Daghestan bildend und eine geringere nördlich vom Elbrus. Die trockenste, ganz kleine Zone liegt bei Bakú, die von 100 Millimetern teilt sich in zwei Gebiete nördlich von Kislär und südlich von Derbent, aufwärts die Kurá ansteigend.

Ähnliches bietet auch der Herbst (September bis Dezember), nur noch viel intensiver, in zwei getrennten Gebieten um Batúm mit 800 Millimeter und um Ssotscha mit 500. Bei ersterem Orte liegen die parallel absteigenden Curven ganz nahe bei einander bis zu 400 Millimetern; bei Sschotscha etwas weniger nahe bis 400 Millimetern, während die Curve von 300 ein gemeinsames Gebiet längs des Schwarzen Meeres südlich von Nowo-Rossijsk beginnend und über Kutaï laufend südlich bei Artwin endigt. Im Mittelpunkte des Gebietes findet sich wieder ein kleines Oval in der Nähe des Kasbek. Ein drittes Zentrum zeigt sich mit 500 Millimetern bei Lenkoran, welches in nahe streichenden parallelen Kurven bald zu 200 Millimetern abfällt. Nach Nordosten hin wird das kaukasische Gebiet trocken, am meisten südwestlich der Wolga-Mündung, während sich ein schmaler Strich am Westufer des Kaspischen Meeres von 100 Millimetern von Petrowsk bis nahe an Bakú erstreckt, und ein schmales Oval am Mittellaufe der Kurá um Jelisabetpol liegt. Auch die Gegend um Eriwan weist nur 50 bis 100 Millimeter auf.

Das Maximum der Niederschlagsziffern liegt im Zentrum des Gebirges um den Kasbek herum, südlich bei Wladikawkas beginnend und auf dem halben Wege nach Tiflis endigend.

Eine zweite Terrasse umschliesst diese Zentralstelle und reicht in breitem Gürtel an das Schwarze Meer, vom Kuban bis zum Oberlauf des Araxes. Getrennte Glieder finden sich dann am Goktscha-See nach Südosten in schmalem Streifen, dann um Stawropol und östlich von Pätigorsk. Die darauf folgende Stufe nimmt das ganze übrige Gebiet ein, aber ausschliesslich der Gegend nördlich der Kuma, um Jelisabetpol und am untern Araxes.

Die trockensten Sommer treten in der Steppe nördlich der Kuma auf; ebenso am Kaspischen Meere zwischen Derbent und Bakú, an der mittlern Kurá von Jelisabetpol aufwärts und am mittlern Araxeslaufe.

Die Trockenheit des kaukasischen Winters zeigt sich nördlich des untern Kuban in einem schmalen, nach Nordwesten hin breiteren Streifen, der ostwärts bis zur Kuma reicht, bei Pätigorsk, Wladikawkas mit dem Südrande vorbeistreicht und bei Bakú endigt, aber das Kaspische Meer zeigt grosse Trockenheit nur nördlich von Bakú und nördlich der Terek-Mündung.

Im grossen und ganzen ist also das Zentrum des Gebirges und dessen Abfall nach dem Schwarzen Meere der feuchtere Teil des kaukasischen Gebietes; das grössere, nordöstliche Gebiet, der Abfall zum Kaspischen Meere, ist der trockene Teil. Dem entspricht auch das tiefere Herabgehen der Schneegrenze auf dem Südwestabhange des Gebirges im Gegensatze zum Nordostabfalle.

Regendichte in den Tropen. Prof. Wiesner hat zu Buitenzorg auf Java in der Zeit vom November 1893 bis Februar 1894 die Regendichte und Tropfengrösse untersucht[1]). Die grössten während einer Sekunde gefallenen Regenhöhen waren nach zwei verschiedenen Methoden in zwei sehr schweren Regenfällen 0.03 und 0.04 *mm*. Die letzte Zahl giebt (extrapoliert) in einer Stunde 146 *mm*, in einem Tage 3500 *mm* als Regenhöhe, während die jährliche Regenhöhe von Buitenzorg (15 J.) 4464 *mm* ist. Das Gewicht des grössten Wassertropfens, den es überhaupt herzustellen gelingt, ist 0.26 *g*; fällt aber ein Tropfen aus einer grössern Höhe als 5 *m*, so geht das Gewicht im äussersten Falle nicht über 0.2 *g* hinaus. Als äusserstes Gewicht für die allerschwersten Regentropfen des heftigsten Tropenregens wurde 0.16 *g* gefunden; bei schwerem Regen und grossen Tropfen beträgt es meist 0.06 bis 0.08 *g*. Es wurden ferner Tropfen von 0.01 *g* Gewicht etc. bis 0.26 *g* Gewicht aus Höhen von $5^1/_2$ bis $22^1/_4$ *m* fallen gelassen. Dabei zeigte es sich, dass innerhalb dieser Grenzen Tropfen jeden Gewichtes aus jeder Höhe mit annähernd gleicher Geschwindigkeit von etwas mehr als 7 *m* die Sekunde unten ankommen, dass die Beschleunigung bei fallenden Tropfen, also durch den Luftwiderstand, schon innerhalb 20 *m* nahezu aufgehoben ist. Für die lebendige Kraft der schwersten Regentropfen wird mit diesen Grössen eine so kleine Zahl gefunden (0.0005 Kilogrammmeter), dass Blätter durch einen so schwachen Stoss nie beschädigt werden können.

Untersuchungen über einige Gesetzmässigkeiten in der Folge der jährlichen Niederschlagsmengen. Prof. P. Schreiber hat[2]) eine kritische Untersuchung angestellt über die Frage, ob sich in den bedeutenden Schwankungen der jährlich fallenden Niederschlagsmengen eine Gesetzmässigkeit finden lasse, um darauf basierend die Weitergestaltung unserer Niederschlagsverhältnisse ableiten zu können.

Zunächst verbreitet sich der Verf. über die behaupteten periodischen Klimaschwankungen und hebt hervor, dass die Arbeiten des sächsischen meteorologischen Institutes in Bezug auf die Niederschlagsmengen zwar eine Kurve mit regelmässig wiederkehrenden Wellenlinien ergaben, dass aber darin ein Gesetz der Klimaschwankungen

---

[1]) Sitzungsber. d. k. k. Akad. zu Wien. **104.** Abt. I. Dez. 1895.

[2]) Abhdlg. des kgl. sächs. meteorol. Institutes. 1. Heft. 1896. p. 2 u. ff.

nicht zu finden sei. Er wendet sich nun zu einer Kritik der Brückner'schen Klimaschwankungen seit 1700 und betrachtet speziell die säkularen Schwankungen des Regenfalles. Brückner hat bei seinen Ableitungen das sogen. Hann'sche Gesetz zu Grunde gelegt, welches lautet: »Das Verhältnis der Jahressummen des Niederschlages zweier Stationen in nicht zu grosser Entfernung bleibt von Jahr zu Jahr konstant«[1]). Gegen dieses Gesetz oder diese Regel hat schon Kaminski[2]) Bedenken erhoben, und Schreiber zeigt nun durch eine eingehende Untersuchung, dass es in der That nicht besteht. Die darauf begründeten Rechnungen Brückner's sind darnach unberechtigt.

Die fernern Schlussergebnisse des Verf. sind: »Die von der Ausgleichungsrechnung aufgestellten Kriterien für die Zufälligkeit der Folge der Regenmengen sprechen mit ihrer weit überwiegenden Majorität für das Walten des Zufalles.

Sollten die wenigen der Gesetzmässigkeit günstigen Kriterien durch gewisse periodische Schwankungen bedingt sein, so können diese nur kleine Amplituden haben, welche gegenüber den von dem Zufalle herbeigeführten Abweichungen der einzelnen Jahresmengen vor den langjährigen Mitteln stark zurücktreten.

Es geht jedoch hervor, dass Ursachen der Trockenheit oder des Regenreichtumes längere Zeit anhalten, so dass man mehrere Jahre des einen oder andern Charakters hintereinander erwarten kann. Aber die Folge dieser Zeiten muss als eine zufällige betrachtet werden.

Die Existenz einer 11jährigen, vermutlich mit der Sonnenfleckenbildung in irgend welchem Zusammenhange stehenden periodischen Schwankung ist in dem Verlaufe der Lustrenmittel der Niederschlagsmengen in Sachsen für alle Höhenlagen stark angedeutet. Hierfür spricht, dass bei 11jähriger Ausgleichung dieser Regenmengen die Schwankungen verschwinden.

Sollte diese 11jährige Periode thatsächlich bestehen, so müssen aber ausserdem eine oder mehrere Schwankungen irgend welcher Natur vorhanden sein.

Die direkte Ableitung der Elfjahrkurve führte weder für die Beobachtungen in Dresden, noch in Freiberg, noch in Paris zu einem bestimmten Resultate. Ihre Amplitude muss also so klein sein, dass die durch sie bedingten Abweichungen vom allgemeinen Mittel gegen die andern zufälligen oder gesetzmässigen Ursachen für die Anomalien stark zurücktreten.

Was die 35jährige Periode betrifft, so ergaben fünf Perioden der Pariser Beobachtungen eine Schwankung, deren reelle Bedeutung also ziemlich fraglich ist. Die Maxima und Minima fallen mit den von Brückner angegebenen Zeiten gut zusammen.

---

[1]) Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. zu Wien. Mathem.-naturw. Klasse. 1880. 81. Abt. II. p. 57 u. ff.

[2]) Wild's Repertorium d. Meteorologie. 12.

Klar und bestimmt tritt diese Schwankung in keiner Kurve hervor.

Da durch 35gliedrige Gruppenmittelbildung jedoch die meisten Unregelmässigkeiten in den Kurven der ausgeglichenen Lustrenmittel und der Elfjahrmittelkurve verschwinden, kann die Existenz der 35jährigen Kurve vorhanden sein, hat aber eine viel kleinere Amplitude, als Brückner angiebt.

Die 110jährige Periode kann ebenfalls bestehen. Da jedoch durch vielgliedrige Gruppen für Paris noch keine konstanten Mittel erzielt werden konnten, dieselben vielmehr in eine aufsteigende Gerade sich ordnen, so müsste ausser derselben noch irgend eine andere Schwankung angenommen werden.«

Der Staubfall am 25. und 26. Februar 1896. Das Hauptgebiet dieses zugleich mit Schneefall eingetretenen Staubfalles war die Umgebung des Plattensees, und waren nach den eingelaufenen Nachrichten Szeged und Nyitra die östlichen, Križovacund Belovár in Kroatien die südlichsten Punkte, an denen der Staub gefallen ist, sonst wurde fast im ganzen westlichen Ungarn der Staubfall festgestellt[1]); ausser Ungarn wurden noch Orte in Steiermark (Luttenberg, Friedau u. s. w.), dann in Niederösterreich (Wien, Wr.-Neustadt, Gumpoldskirchen u. s. w.) und als nördlichster Punkt Troppau als Fallorte des Staubes angeführt.

Über die Beschaffenheit des Staubes oder, wie oft gesagt wird, Sandes wird sehr verschiedenes mitgeteilt, in vielen Fällen wohl auch ohne nähere Untersuchung.

C. v. John hat Proben dieses Staubes chemisch untersucht[2]) und fand eine grosse Übereinstimmung derselben, die wohl auf einen gemeinsamen Ursprung deutet. Auffallend ist die Abnahme der Kieselsäure, je nördlicher der Fallort des Staubes sich befindet. Dies dürfte sich wohl ungezwungen dadurch erklären lassen, dass die kompaktern Quarzkörner des Staubes leichter zu Boden fallen, als die feinen, thonigen Teile, und die zuerst gefallenen Staubmengen daher reicher an Kieselsäure, resp. Quarzkörnern sind, als die später gefallenen. Umgekehrt ist es mit dem Kohlenstoffgehalte. Derselbe ist in Form von leichten, organischen Verbindungen und kohliger Substanz vorhanden, die sich nur sehr schwer zu Boden setzen werden, überdies kann wohl auch eine Bereicherung an diesen Stoffen durch Rauch, resp. feine kohlige Partikelchen beim Hinwegführen des Staubes über bewohnte Orte sehr leicht stattfinden.

Ein vermuteter Zusammenhang des Staubes mit Nilschlamm lässt sich nicht erweisen. Das Vorhandensein von kleinen Augitstückchen deutet darauf hin, dass vulkanische Gesteine wenigstens

---

[1]) Staubfall am 25.—26. Februar 1896. Meteorol. Zeitung 1896. Heft 3. p. 105.

[2]) Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1896. Nr. 9. p. 259 u. ff.

indirekt einen Bestandteil des niedergefallenen Staubes bilden. Auch das Fehlen von Feldspat spricht nicht dagegen, denn die vorhandene, thonige Substanz kann ja sehr leicht von zersetztem Feldspat herrühren, der Pustenstaub enthält neben Quarzkörnern häufig, besonders in manchen Gegenden, zerriebene und abgeschwemmte Teile von Trachyten und Andesiten, die natürlich der Zersetzung stark ausgesetzt sind, so dass der Feldspat in kaolinartige, thonige Produkte zersetzt werden muss. Man kann also beiläufig folgendes sagen: Die in Ungarn und Niederösterreich zugleich mit Schnee gefallenen Staube sind gewiss kein Saharawüstensand. Sie bestehen höchst wahrscheinlich aus den feinern, leichter durch Wind fortzuführenden Teilen der in Serbien und besonders in Südungarn aufgewirbelten Staubmassen und enthalten vielleicht auch aus Egypten die feinsten, thonigen und organischen Teilchen des Nilschlammes beigemengt, die ihnen die bestimmte Farbe geben. In Südungarn selbst sind auch viele Sande und eisenreiche Staube aufgewirbelt worden, die aber nicht weit nach Norden vom Winde fortgeweht wurden, sondern in Südungarn selbst wieder niederfielen.

18. Winde und Stürme.

Der Thalwind des Oberengadin. Die merkwürdige Anomalie dieses Windes, der tagsüber thalabwärts statt thalaufwärts weht, wie es die Regel ist, wurde schon vor Jahren von R. Billwiller dadurch erklärt, dass die auf der Südseite der Alpen an Sommertagen erwärmten Luftmassen so stark gehoben werden, dass sie, die Schwelle des Malojapasses übersteigend, das Innthal abwärts fliessen, wo infolge der mittäglichen Auflockerung der Luftmassen der Luftdruck geringer wird als am Maloja. Billwiller konnte in der That aus den Terminbeobachtungen der beiden Stationen Sils und Bevers, die 17 *km* von einander entfernt sind, und wovon erstere dem Malojapass nahe und letztere weiter thalabwärts liegt, an warmen Sommertagen mittags eine beträchtliche Luftdruckdifferenz, nämlich im Mittel ca. 0.2 *mm*, einem Gradienten von 1.3 *mm* entsprechend, nachweisen. Das Oberengadin bildet mit seinem leichten Gefälle von ca. 5 per Mille die Fortsetzung der Bahn für den aufsteigenden Luftstrom im Bergell, das in seinem obern Teile im Gegensatze zum Innthale sehr steil ist. Es schien ihm aber sehr wünschenswert, den täglichen Gang des Luftdruckes am obern Ende des Innthales, d. h. am Malojapasse und weiter unten in dem vorher erwähnten Bevers, genauer zu ermitteln; denn abgesehen von der eben angeführten Untersuchung, die er nur auf drei tägliche Terminbeobachtungen stützen konnte, ist bis jetzt noch bei keinem Thalwinde der diesen veranlassende barometrische Gradient durch Beobachtungen nachgewiesen worden.

Mit Hilfe zweier grossen Richard'schen Aneroidbarographen, die, da es sich nur um Druckunterschiede handelte, durchaus brauchbare Daten lieferten, und von denen der eine in Maloja, der andere in Bevers aufgestellt wurde, und die vom 21. Juli bis 3. August 1895 funktionierten, wurde das erforderliche Beobachtungsmaterial beschafft[1]). Es ergab sich, dass in der That eine Tendenz zur Bildung eines barometrischen Gradienten während des Tages thalabwärts und nachts thalaufwärts besteht. Diese Tendenz macht sich auch an Tagen bemerkbar, die sich nicht durch ruhige und warme Witterung auszeichnen, und ist offenbar durch die topographischen Verhältnisse bedingt. Aus der weitern Diskussion leitet Billwiller ab, dass der mittlere Gradient zwischen Maloja und Bevers bei Tage doppelt so gross ist als der (umgekehrte) Gradient in der Nacht. Dies stimmt vollkommen mit der Erfahrung, wonach der Nachtwind im Engadin weit schwächer auftritt als der Tagwind. Schliesslich bemerkt er, dass der thalabwärts ziehende Tagwind des Oberengadin nicht zu erklären wäre, wenn nicht angenommen werden könnte, dass infolge der relativ stärkern Erwärmung der untern Luftschichten am Südfusse der Alpen, diese gegen Mittag über die Schwelle des Malojapasses gehoben werden, und dadurch eine Neigung der Flächen gleichen Druckes entsteht, welche den barometrischen Gradienten und damit den Thalwind erzeugt. Das von Hann für die Erklärung der Gebirgswinde hervorgehobene Moment erhält somit durh die vorliegende Untersuchung eine Stütze, und es wird durch dieselbe auch Billwiller's frühere Auffassung über die Entstehung des Engadiner Thalwindes begründet.

Die jährliche Periode der Stürme in Europa bildet den Gegenstand einer Untersuchung von Prof. Hellmann[2]). Da noch sehr wenig Anemographen in Thätigkeit sind, so mussten auch, in beschränktem Masse, Beobachtungsstationen ohne solchen zugezogen werden. Auch von der Wiedergabe der absoluten Zahl der Stürme wurde Abstand genommen, weil die Zahlen untereinander nicht vergleichbar sind; endlich wurde nur die Zahl der Sturmtage berücksichtigt, nicht die Dauer jedes Sturmes. Die nachstehende Tabelle enthält die Ergebnisse der numerischen Verarbeitung des gesamten Materiales durch Prof. Hellmann. Die mit (*) versehenen Stationen besitzen Anemometer.

Jährliche Periode der Stürme in Europa.

(Prozente der Jahressumme.)

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
*San Fernando . . .	2	18	45	3	10	5	2	0	5	2	5	3
Palma de Mallorca . .	12	11	18	13	8	5	2	2	2	8	9	10
*Lissabon	14	13	14	6	3	2	8	5	4	8	8	15
*Coimbra	23	15	24	4	2	1	2	1	2	2	9	15

[1]) Meteorologische Zeitschrift. 1895. p. 441 u. ff.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1896. p. 129 u. ff.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
*St. Martin de Hinx	8	16	18	12	7	4	1	0	3	10	7	14
*Montpellier	11	16	17	10	6	5	6	2	4	9	4	10
Fécamp	8	11	13	9	6	4	4	6	8	11	9	11
*Falmouth	17	15	12	7	2	2	1	2	3	10	14	15
*Valentia	21	15	9	3	4	2	2	3	4	12	13	12
*Kew	22	12	13	9	6	2	0	1	1	5	16	13
Sussex	17	12	8	3	4	2	2	6	6	14	11	15
*Liverpool	15	13	15	4	2	1	2	5	5	8	14	16
Vardö	14	13	12	7	5	4	1	3	7	10	11	13
Bodö	17	16	14	4	0	3	0	2	7	11	10	16
Brönö	18	16	13	4	2	2	1	2	4	12	12	14
Prestö	20	17	10	5	3	4	1	4	6	10	8	12
Christiansund	15	13	11	7	3	3	2	3	9	10	10	14
Aalesund	19	14	9	3	3	1	1	2	8	10	12	18
Florö	16	12	12	4	2	1	1	2	7	14	15	14
Bergen	19	13	9	5	2	3	2	3	5	10	14	15
Dovre	19	16	8	5	2	2	1	4	4	12	11	16
Skudesnes	15	12	7	3	3	2	3	3	5	15	14	18
Sandösund	15	9	5	3	3	2	3	3	7	16	16	18
Mandal	11	14	11	12	3	2	1	2	4	14	14	12
*Upsala	24	15	15	7	9	0	1	0	4	9	5	11
Skagen	16	6	10	4	6	2	3	4	6	21	11	11
Vestervik	13	15	10	8	3	3	1	4	3	15	4	21
Herning	5	13	8	4	6	3	2	5	8	17	15	14
Samsö	13	12	10	6	4	1	3	4	3	14	17	13
Kopenhagen	9	7	5	4	3	2	0	2	3	29	17	19
Hammerhus auf Bornholm	11	12	11	2	1	2	2	2	9	22	11	15
Libau	10	8	9	5	6	5	4	7	8	15	11	12
Windau	8	8	10	6	4	4	4	7	12	14	12	11
Reval	10	13	8	5	6	6	7	5	9	14	12	5
Hogland	10	12	8	4	2	4	6	4	8	14	13	15
*Helsingfors	14	10	8	3	2	3	2	3	6	18	10	21
St. Petersburg	7	13	8	0	0	10	10	8	8	13	10	13
Moskau	10	9	11	6	7	8	7	7	6	5	8	16
Warschau	12	17	17	4	3	8	4	3	2	8	15	7
Kiew	14	12	15	9	10	6	5	6	5	7	5	6
*Tiflis	15	12	19	23	3	4	3	4	3	3	3	8
*Bukarest	19	17	14	12	4	3	2	1	1	7	8	12
Vigevano bei Mailand	9	5	18	12	10	12	7	6	6	6	4	5
*Lesina	9	6	12	15	12	5	3	3	4	10	11	10
*Pola	14	9	13	9	8	3	3	4	6	11	9	11
*Wien	14	12	12	3	7	5	7	3	4	5	11	17
Arvaváralja	8	7	15	12	8	7	5	4	9	9	8	8
Bayreuth	9	10	16	8	9	7	6	5	7	7	7	9
*Berlin	18	9	19	7	6	6	0	6	0	9	7	13
*Magdeburg	23	11	16	1	4	6	0	4	1	19	8	13
*Memel	13	9	9	2	4	1	3	8	7	16	13	15
*Neufahrwasser	13	12	16	2	7	2	7	4	6	11	9	11
*Swinemünde	13	10	15	8	6	2	3	5	4	12	11	11
*Wustrow	12	10	14	5	4	4	5	6	5	13	9	13
*Kiel	12	11	15	7	7	5	5	7	3	8	9	11
*Hamburg	12	10	12	5	5	2	5	7	5	13	11	13
*Keitum	11	9	12	5	6	4	4	5	5	12	12	15
*Die Niederlande	12	8	15	4	6	3	3	9	5	15	10	10
*Brüssel	14	13	17	7	1	3	3	2	7	8	11	14

Die Ergebnisse aus dieser Tabelle fasst der Verf. wie folgt zusammen:

»Im äussersten Südwesten Europas (Atlantischer Ozean an der Enge von Gibraltar, westlichstes Mittelmeerbecken) ist der März der sturmreichste Monat. Am ausgeprägtesten zeigt sich dies in San Fernando bei Cádiz, wo auf den März 45 % aller Stürme entfallen.

Weiter nordwärts an den Küsten des Atlantischen Ozeanes tritt das Maximum im März allmählich zurück und macht einem ebenso entschiedenen Januar-Maximum Platz. Die atlantische Küste Frankreichs, Grossbritanniens und Norwegens, von Bergen bis hinauf nach Vardö, gehören diesem Gebiete der Winterstürme an. Auch die mehr landeinwärts gelegenen Orte Dovre und Upsala zeigen noch das gleiche Verhalten.

Die Stationen des südlichen Norwegens (Skudesnes, Sandösund und Mandal), bei denen die Oktoberwerte eine wesentliche Steigerung erfahren haben, deuten den Übergang an zu dem Gebiete ausgeprägter Herbststürme, welches sich vom Skagerak über den mittlern Teil der südlichen Ostsee bis nach der Küste Kurlands erstreckt. Von der deutschen Küste gehört nur Memel in diese Gruppe. Auch Reval hat noch ein Oktober-Maximum, weist aber mit dem fast ebenso grossen Februarwerte schon auf das Regime im Finnischen Meerbusen (Helsingfors, Hogland, Petersburg) hin, wo die Oktoberstürme zwar auch noch häufig sind, die des Dezember aber prävalieren.

Im Gegensatze zu Memel mit seinen vorherrschenden Oktoberstürmen hat die übrige deutsche Ostseeküste von Neufahrwasser bis Kiel die meisten Stürme im März; doch stehen die Januar- und Oktoberwerte hinter dem Maximalwerte nur wenig zurück. In Hamburg fällt das Maximum bereits auf die Monate Oktober und Dezember, in Keitum nur auf Dezember. Dagegen haben die Niederlande vorwiegend März- und Oktoberstürme. Es herrscht also auf relativ kleinem Gebiete eine grosse Verschiedenheit in der jährlichen Periode der Stürme vor, an deren Realität wohl kein Zweifel sein kann, weil für die deutschen Küstenstationen gleichzeitige 16 jährige Beobachtungsreihen verwertet werden konnten.

Da die binnenländischen Stationen Magdeburg, Berlin, Bayreuth, Arvaváralja, Warschau und Wien wenig Übereinstimmung zeigen, lässt sich für ganz Zentraleuropa eine jährliche Periode der Stürme nicht angeben. Es mangelt, wie gesagt, an Beobachtungsmaterial. Es scheint aber auch, als ob hier lokale Einflüsse eine grosse Rolle spielen. An der Mehrzahl der genannten Orte ist der März der sturmreichste Monat, nächst dem der Januar und der Dezember.

Das Januarmaximum zu Pola, dem der Märzwert kaum nachsteht, wird durch die Bora veranlasst, und das verspätete Maximum von Lesina rührt nach Hann's Ermittelungen von den im April häufig wehenden stürmischen ESE-Winden her. Über die jahreszeitliche Verteilung der Stürme im östlichen Mittelmeerbecken wissen

wir gar nichts; doch deuten die Untersuchungen Srsesnewskij's darauf hin, dass auch im Schwarzen Meere die Monate März, Oktober und Dezember Scheitelpunkte in der Häufigkeitskurve der Stürme bilden.

Der Eintrittszeit des Minimums der Sturmhäufigkeit in den von uns besprochenen Gebieten verschiedener jährlicher Periode ist nicht besonders Erwähnung geschehen, weil dasselbe fast überall auf den Sommer fällt. Bald ist es der Juni, bald der Juli, bald der August, an einzelnen Orten auch schon der Mai, welcher die wenigsten (häufig sogar keine) Stürme aufzuweisen hat. Will man das ganze Jahr in eine sturmreiche und in eine arme Sturmhälfte zerlegen, so muss man als Grenzen die Monate März und Oktober wählen. Selbst in dem Gebiete vorherrschender Winterstürme fällt die Kurve im April schnell ab und steigt im Oktober wieder rasch an. Die stürmische Periode der kalten Jahreshälfte wird also durch die Äquinoktien begrenzt.

Die jährliche Periode der Stürme auf ihre Ursachen zurückführen zu wollen, wäre bei dem jetzigen Stande der Frage verfrüht. Es muss zu dem Ende noch viel mehr thatsächliches Material beigebracht und vor allem müssen mehr Einzeluntersuchungen über die jahreszeitlichen Änderungen in der Richtung der Stürme ausgeführt werden. Alsdann wird der Zusammenhang zwischen diesen Erscheinungen und den Zugstrassen der barometrischen Minima klarer vor Augen treten.

Zum Schlusse tritt Prof. Hellmann noch einer irrigen Ansicht entgegen, der man manchmal begegnet. Man hört nämlich bisweilen die Meinung aussprechen, dass unsere Stürme nur Reste der westindischen Orkane sind. »Es kommt wohl vereinzelt vor, dass ein Hurrican bis nach Europa in abgeschwächtem Masse sich fortsetzt, aber das sind doch sehr seltene Ausnahmen. Für die Selbständigkeit beider Erscheinungen spricht zur Genüge ihre verschiedene jährliche Periode. Die westindischen Orkane sind ausgesprochene Sommerphänomene, die das Maximum ihrer Häufigkeit dann erreichen, wenn die Stürme in Europa am seltensten sind.«

Die monatliche Verteilung der Sturmtage ist von Prof. Hellmann besprochen worden gelegentlich einer Untersuchung über die Windgeschwindigkeit in Berlin[1]. »Definieren wir«, sagt er, »als Sturmtag einen solchen, an dem die Windgeschwindigkeit während einer oder mehrerer Stunden mindestens 16.0 *m* p. s. beträgt, so gab es im Jahrzehnt 1884 — 1893 zu Berlin deren 56, im Durchschnitte also 5 bis 6 jährlich. Die Zahl derartiger Sturmstunden belief sich auf 201, so dass also ein Sturm durchschnittlich drei und eine halbe Stunde dauerte.

[1]) Berliner Zweigverein der Deutschen Meteorolog. Gesellschaft. 12. Vereinsjahr. Berlin 1895. Meteorolog. Zeitschrift 1895. p. 432.

Die Verteilung auf die einzelnen Monate ist folgende:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Sturmtage	10	5	10	4	3	3	0	3	0	5	4	7
Sturmstunden	34	29	38	20	5	7	0	4	0	28	19	17

Danach waren März und Januar die stürmischsten Monate. Welchem von beiden das Vorrecht in dieser Beziehung zukommen wird, dürfte erst nach Verlauf einer längern Beobachtungsperiode zu entscheiden möglich sein.

Im ganzen stimmt aber diese jährliche Periode mit der für die deutschen Küsten ermittelten überein. Bödige fand[1]) aus den Sturmnotierungen, die im Dezennium 1878/1887 an den Signalstationen der Deutschen Seewarte gemacht worden sind, für die einzelnen Monate folgende Summen:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Ganze Küste	24	18	24	2	3	4	4	13	9	27	18	27
Nordsee u. westl. Ostsee	8	4	20	4	8	3	2	6	2	5	7	9
Ganze Ostsee	7	8	7	3	5	4	3	1	2	12	11	8

Auffällig ist in Berlin das rasche Anwachsen der Sturmstunden im Oktober, das in Magdeburg nach Ausweis der anemometrischen Aufzeichnungen der dortigen Wetterwarte (1882 bis 1893) noch viel stärker hervortritt. Verf. legt auf die Konstatierung dieser Thatsache besonderes Gewicht, weil man vor einigen Jahren in einem ähnlichen Falle den Zahlen eine schiefe Deutung gegeben und die Äquinoktialstürme so zu sagen hat ableugnen wollen[2]).

So viel scheint aus den bisherigen Beobachtungen mit Sicherheit hervorzugehen, dass bei uns der März (also die Zeit um das Frühjahrs-Äquinoktium) besonders stürmisch ist, und dass bald nach dem Herbst-Äquinoktium die stürmische Periode der kalten Jahreszeit beginnt. So verhält es sich auch in andern Teilen Europas. Wenn das Volk von Äquinoktialstürmen spricht, so meint es natürlich nicht, dass gerade am 21. März und am 21. September besonders oft Stürme eintreten müssen. Wer die Volksweisheit und hier speziell die Wetterweisheit des Volkes nur einigermassen zu deuten versteht, weiss sehr wohl, dass in dem Glauben an die Äquinoktialstürme nur die Thatsache zum Ausdrucke kommen soll, dass es um die Zeit der Tag- und Nachtgleichen oft stürmisches Wetter giebt».

Cyklonale Luftbewegung über einer Anticyklone wurde im Juni 1895 von Helm Clayton am Blue Hill-Observatorium beobachtet[3]). Die Anticyklone passierte nahezu zentral über dem Blue Hill-Observatorium. Als sich dieselbe von NW her näherte, zogen die Cirruswolken am 8. Juni SSE. Als die Linie höchsten Druckes am 9. das Observatorium passierte, drehte sich der Zug der Cirruswolken

[1]) Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorologie 1891. p. 118.
[2]) Annal. d. Hydrogr. u. marit. Meteorologie 1887. p. 245.
[3]) Nature 52. p. 243. Meteorologische Zeitschrift 1895. p. 424.

nach NE, in welcher Richtung derselbe auch am 10. und 11. passierte. Die Änderung korrespondierte fast genau jener, welche eintritt, wenn eine Furche niedrigen Druckes (an der Erdoberfläche) von NW her Blue Hill passiert. Am 12. drehte sich der Zug der Cirruswolken nach S und am 13. nach W bei Annäherung einer Cyklone aus dieser Richtung.

Der Beobachter bemerkt, dass aus diesen Wahrnehmungen zu schliessen sei, dass eine Area niedrigen Druckes über den Anticyklonen existiere, was im Widerspruche stehe mit den von Hann hervorgehobenen Beobachtungen auf Berggipfeln, welche zu Gunsten einer dynamischen Entstehung der Anticyklonen zu sprechen scheinen. Hann bemerkt dagegen, er könne solchen Widerspruch nicht finden, denn man müsse ja in der Höhe einen Zufluss gegen das Gebiet der Anticyklone voraussetzen, da letztere ohne einen solchen überhaupt schwer zu denken ist. »Wenn die Luft im Gebiete einer Anticyklone herabsinkt und sich dabei dynamisch erwärmt, so dass in vielen Fällen bis zur Höhe von etwa 4—5000 *m* mindestens der Luftkörper derselben wärmer zu sein scheint, als jener im Gebiete einer Cyklone, so muss in einer grössern Höhe doch ein Zufluss von Luft gegen die Anticyklone stattfinden, und dass dies in der Höhe der Cirruswolken geschieht, also sagen wir in 7—9 *km* Höhe, dem widersprechen doch nicht im geringsten die aufgezeigten meteorologischen Verhältnisse auf den hohen Berggipfeln im Gebiete einer Anticyklone. Gerade die meteorologischen Verhältnisse im Gebiete der Anticyklone des Sommers sind der rein dynamischen Erklärung derselben sehr günstig, weil es dann am schwierigsten ist, den hohen Druck durch die thermischen Verhältnisse, und die niedrige Temperatur des Luftkörpers derselben zu erklären. Die Gebiete der Anticyklone sind ja im Sommer vorzugsweise Gebiete relativ hoher Temperatur gegenüber der Umgebung, und nicht bloss an der Erdoberfläche, sondern auch jedenfalls bis zu Höhen von 2—3 *km*, wie die Beobachtungen auf den Berggipfeln zeigen.

Die Höhe, bis zu welcher die anticyklonale Luftdruckverteilung und Luftzirkulation hinaufreicht, ist wohl von Fall zu Fall recht verschieden, und es werden gewiss auch Fälle, wenngleich selten, wie es scheint, vorkommen, wo schon in Sonnblickhöhe (3 *km*) die Druckverteilung nicht mehr anticyklonisch ist. Keinesfall aber«, schliesst Prof. Hann, »sprechen die oben mitgeteilten Beobachtungen für einen rein thermischen Ursprung der Anticyklonen und Cyklonen, viel natürlicher kann man aus ihnen den entgegengesetzten Schluss ziehen.«

19. Elektrische Erscheinungen.

Die tägliche und jährliche Periode der Gewitter auf dem Ozeane untersuchte W. Meinardus [1]). Die bisherigen Anschauungen

[1]) Annalen der Hydographie 1896. Gaea 1876. p. 277.



Hagelwolke vom 27. A

Jahrbuch VII 1896 Tafel 5

pril um $5^{h.}$ $50^{m.}$ Abends.

lag. Leipzig









über den täglichen und jährlichen Gang der Gewitterhäufigkeit auf dem Meere stützen sich zum Teile auf die Donnerbeobachtungen an Küstenstationen, zum Teile auf maritime Beobachtungen von elektrischen Erscheinungen überhaupt, wobei nicht zwischen Donner und Wetterleuchten unterschieden ist, sondern alle Blitzbeobachtungen als Gewitter in Rechnung gestellt sind. Da man sich nun aber dahin geeinigt hat, den Donner (nicht auch das geräuschlose Blitzen) als Charakteristikum einer Gewitterbeobachtung anzusehen, so ist also unsere Kenntnis von der wirklichen Gewitterperiode auf dem Ozeane noch sehr beschränkt. Um sie zu erweitern, ist es dringend erforderlich, bei einer Bearbeitung maritimen Beobachtungsmateriales hinfort die Beobachtungen von Donner und Wetterleuchten zu trennen und jene allein zur Grundlage der Gewitterforschung zu machen. Nur wenn die tägliche und jährliche Periode der Donnerbeobachtungen allein bestimmt ist, kann man sie mit der Periode an festländischen Stationen vergleichen.

Weil die Sichtbarkeit der Blitze in einem umgekehrten Verhältnisse zur Stärke des diffusen Himmelslichtes steht, also zu einer Grösse, die vor allem von der Tages- und Jahreszeit, ausserdem noch von der geographischen Breite der Beobachtungsorte abhängt, so wird unter allen Umständen in der täglichen und jährlichen Periode der elektrischen Erscheinungen überhaupt, die oft fälschlich als Gewitterperiode ausgegeben wird, sich die Neigung zu einem nächtlichen und winterlichen Maximum bemerkbar machen wollen, so dass der wahre Gang der Periode verschleiert wird. Die Periode der Empfindlichkeit der Netzhaut des Beobachters mit ihrem nächtlichen Maximum wird der wahren Periode der elektrischen Erscheinungen superponiert. Eine derartige fälschende Beeinflussung durch die Disposition eines Sinnesorganes braucht dagegen bei der Bestimmung der Periode des Donners nicht befürchtet zu werden, am allerwenigsten auf dem Meere, weil hier der Beobachter auch während der Nachtzeit mit voller Aufmerksamkeit auf seinem Posten steht, während dem Beobachter auf dem Lande während der Nachtruhe gewiss nicht alle Donner zu Gehör kommen.

Diese Erwägungen bestimmten den Verf., bei einer Bearbeitung der klimatischen Verhältnisse des nordöstlichen Teiles des Indischen Ozeanes die Donnerbeobachtungen für sich zu behandeln und deren tägliche und jährliche Periode für diesen Meeresteil zu bestimmen.

Der Untersuchung wurde nur Beobachtungsmaterial aus den zuverlässigsten Segelschiff-Journalen zu Grunde gelegt. Die Beobachtungszeit umfasst die Jahre 1885 bis 1890. Die räumlichen Grenzen des Beobachtungsgebietes sind im Süden durch den 10. Grad südlicher Breite, im Westen etwa durch den 86. Grad östlicher Länge, im übrigen durch die Küsten der hinterindischen Halbinsel und Sumatras bezeichnet. Wegen der ungünstigen Verteilung der dortigen Schiffsfrequenz über das Jahr musste die Bearbeitung der klimatischen Elemente auf die Monate November bis Juni eingeschränkt werden.

Die Beobachtungen von Juli und August wurden zu einem Mittel vereinigt. Im ganzen haben sich in dem oben genannten Zeitraume etwa 33000 Beobachtungssätze als brauchbar erwiesen. Die Zahl der Beobachtungen ist am grössten im Januar und März.

Tabelle I. **Tägliche Periode der Gewitterhäufigkeit.**
(Prozente der Gesamtzahl von Donnerbeobachtungen.)

	12 Uhr vorm. bis 4 Uhr vorm.	4 Uhr vorm. bis 8 Uhr vorm.	8 Uhr vorm. bis 12 Uhr nachm.	12 Uhr nachm. bis 4 Uhr nachm.	4 Uhr nachm. bis 8 Uhr nachm.	8 Uhr nachm. bis 12 Uhr vorm.	Gesamtzahl
November bis Juni							
86 bis 92° östl. Länge							
16 bis 4° nördl. Br.	18.6	19.7	11.2*	13.8	17.5	19.2	188
4° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	24.9	12.8	8.2*	10.8	17.9	25.4	414
16° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	22.9	15.0	9.1*	11.8	17.8	23.4	602
Östl. v. 92° 16° nördl. Br. bis 10° südl. Br. . . .	21.4	16.6	14.9*	15.1	14.5*	17.5	363
86 bis 96° östl. Länge							
16 bis 4° nördl. Br.	20.7	17.1	13.1*	14.0	16.4	18.7	420
4° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	23.9	14.0	10.1*	12.1	16.4	23.5	566
November bis März							
85 bis 96° östl. Länge							
16 bis 4° nördl. Br.	22.0	18.3	8.5*	12.5	16.7	22.0	164
4° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	25.3	14.8	8.9*	10.8	16.5	23.7	371
April bis Juni							
86 bis 96° östl. Länge							
16 bis 4° nördl. Br.	19.9	16.4	16.0	14.9*	16.4	16.4	256
4° nördl. Br. bis 10° südl. Br.	21.0	12.3	12.3*	14.9	16.5	23.0	195
86 bis 96° östl. L. 16° nördl. Br. bis 10° südl. Br. .	22.5	15.3	11.4	13.0	16.4	21.4	986
Leuchttürme in NW-Schottland	22.1	15.1	12.9	12.2*	16.6	21.1	(773)

Zur See werden täglich sechsmal (in vierstündigen Zwischenräumen, nach jeder »Wache«) Bestimmungen der meteorologischen Elemente vorgenommen und ihre Werte in die betreffenden Spalten der Journale eingetragen. Nur unter der Rubrik »Wetter« pflegt nicht der zur Zeit des Beobachtungstermines beobachtete Wetterzustand vermerkt zu werden, sondern der Witterungscharakter des verflossenen vierstündigen Zeitraumes. Die in der letzten Spalte der Tabelle I mitgeteilte Zahl der Donnerbeobachtungen bezeichnet demnach die Zahl der Wachen mit Donner, nicht die der Termine. Man darf wohl ohne Bedenken annehmen, dass diese Zahlen nicht bloss die tägliche Periode des Donners, sondern auch die der Gewitter für die betreffenden Gebietsteile darstellen. Die absolute Zahl der Wachen mit Donner wird im allgemeinen grösser sein als die Zahl der Wachen mit Gewitter, da es sich ereignen kann, dass ein und dasselbe Gewitter in zwei Wachen fällt, also zwei Wachen mit Donner schafft. Aber weil dieser Fall für alle Tageszeiten mit gleicher Wahrscheinlichkeit eintreten dürfte, so sind die relativen

(prozentischen) Zahlen für Donner und Gewitter wohl als gleich anzusehen. Der 92. Grad östlicher Länge hat in dem Beobachtungsgebiete eine gewisse Bedeutung, er teilt die Beobachtungen in solche, die weit vom Lande entfernt sind, und solche, die den Andamanen, Nikobaren und der Insel Sumatra näher liegen und davon nicht ganz unbeeinflusst bleiben können. Die Zahl der Beobachtungen ist im grossen und ganzen von November bis März westlich, von April bis Juni und später östlich von jenem Meridian grösser. Die drei ersten Reihen der Tabelle I, besonders die zweite, prägen demnach den ozeanischen Typus der Gewitterperiode am reinsten aus, die spätern zeigen diesen Typus abgeschwächter. Die vorletzte Reihe giebt das Mittel für das ganze Beobachtungsgebiet. Überall zeigt sich ein mitternächtliches Maximum.

Um einen Vergleich dieser Gewitterbeobachtungen mit denen im Nordwesten Schottlands, die Buchan mitgeteilt hat[1]), zu ermöglichen, war eine Reduktion der letztern auf die sechs Beobachtungswachen erforderlich. Auf den Leuchttürmen vor der schottischen Küste wurden täglich achtmal einstündige Beobachtungen über Donner gemacht (von 1 bis 2 Uhr, 4 bis 5 Uhr, 7 bis 8 Uhr u. s. w.). Durch Interpolation kann die Zahl der Donner aus den direkt beobachteten auch für die übrigen Stunden des Tages leicht näherungsweise gefunden werden. Zieht man dann je vier aufeinander folgende Zahlen zusammen, so erhält man die Zahl der Donner in den Stunden 12 bis 4 Uhr, 4 bis 8 Uhr, 8 bis 12 Uhr vormittags und nachmittags. Diese endlich noch in Prozente umgerechneten Werte sind in der letzten Reihe der Tabelle I aufgeführt. Die Übereinstimmung dieser Reihe mit den darüber stehenden ist so überraschend gross, dass man ohne weiteres den Schluss daraus ziehen kann, dass im Bengalischen Meerbusen und im Nordwesten von Schottland ein und dieselbe Ursache die Gestalt der täglichen Gewitterperiode bestimmt.

Tabelle II. **Jährliche Periode der Gewitterhäufigkeit.**

(Tage mit Donner in Prozenten der Beobachtungstage.)

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
86 bis 96° östl. L.												
15 bis 10° nördl. Br.	1	1	3	9	38	2	4		keine Beobachtungen		—	5
10 bis 5° nördl. Br.	5	10	16	19	23	2	4				—	2
5 bis 0° nördl. Br.	6	20	28	23	15	9	7				4	3
0 bis 5° südl. Br. .	3	7	12	12	8	9	14				7	2
5 bis 10° südl. Br.	6	12	6	8	7	0	8				5	0
100 bis 120° östl. L.												
8 bis 12° südl. Br.	19	13	15	6	8	13	4	4	4	0	2	5
12 bis 20° südl. Br.	5	2	6	4	2	0	0	0	0	0	0	0
20 bis 30° südl. Br.	in keinem Monate Gewitter											

[1]) Abgedruckt in Sprung: »Lehrbuch der Meteorologie«. p. 359.

»Ehe wir«, fährt Verf. fort, »an dieses interessante Ergebnis einige Bemerkungen knüpfen, werfen wir einen Blick auf die jährliche Periode der Gewitter im nordöstlichen Teile des Indischen Ozeanes. Tabelle II giebt die prozentuale Häufigkeit der Tage mit Donner, die darauf folgende Tabelle giebt die Zahl der Beobachtungstage, gestattet also ein Urteil über die relative Sicherheit der Häufigkeitszahlen.«

Wie Verf. bereits früher eingehender dargelegt hat, breitet sich in dem fraglichen Gebiete eine Neigung zu Gewittern von Februar bis Mai vom Äquator nordwärts aus. »Dieses Vorschieben einer Gewitterzone nach Norden fällt zusammen mit der Nordwärtsbewegung der wolken- und niederschlagreichen, relativ kühlen äquatorialen Luftdruckfurche, welche einerseits das Ziel des Nordostmonsuns der Bai von Bengalen, anderseits das des Südostpassats des südlichen Indischen Ozeanes ist. Die Luftdruckfurche rückt gegen ein trockenes, hochgradig erwärmtes Gebiet hohen Luftdruckes, welches in den Frühjahrsmonaten über der Bai von Bengalen lagert, langsam vor. Da aber der Luftdruck hier beständig abnimmt, so wird der Druckunterschied zwischen dem erwähnten Maximum und der Luftdruckfurche immer geringer; um Mitte Mai, wenn er verschwindet, breitet sich der Witterungscharakter, der für die Luftdruckfurche eigentümlich ist: Wolken- und Regenreichtum, kühle Temperatur, plötzlich nach Norden sehr schnell aus, eine Erscheinung, die als Ausbruch des Monsuns in Indien und auf der Bai bekannt ist und die heisse trockene Jahreszeit beendet. An der nördlichen Grenze der Luftdruckfurche, wo sich die warmen trockenen Nordostmonsunwinde mit den feuchten von Süden vordringenden Luftmengen mischen, finden zahlreiche Gewitter statt. Sie sind auch die charakteristische Witterungsform des Monsunausbruches. Für jeden Ort zwischen Äquator und Ganges-Mündung spielt sich in der ersten Jahreshälfte derselbe Witterungsverlauf ab, dessen einzelne Phasen aber im Süden eher eintreten als im Norden: zuerst Trockenheit, zunehmende Temperatur, Abflauen der nordöstlichen Winde, dann Gewitter und schliesslich Wolken- und Regenreichtum, kühle Temperatur, kräftige Luftbewegung (Südwestmonsun).

Die oben geschilderte Nordwärtsbewegung der Luftdruckfurche mit der Gewitterzone an ihrer nördlichen Grenze hat einige Ähnlichkeit mit dem Fortschreiten einer furchenartigen Teildepression und eines Gewitterbandes an einem Sommertage in unsern mitteleuropäischen Gegenden. Während aber hier in der Regel die Richtung der Bewegung westöstlich ist, ist sie dort südnördlich, in beiden Fällen wird durch das Gewitter ein vollständiger Witterungsumschlag bewirkt: sehr warmes, relativ trocknes, nahezu windstilles Wetter vor dem Gewitter, Wolken, Regen, Abkühlung, kräftige Luftbewegung mit und nach dem Gewitter. Während aber bei uns durch ein solches Gewitter nur vorübergehend eine Reihe von heissen Tagen zum Abschlusse gebracht wird, bedeutet in der Indischen Monsunregion der gewitterreiche Ausbruch des Monsuns den Übergang von einer Jahreszeit zur andern. Überhaupt darf man den Vergleich nicht zu weit treiben, es ist nur eine Ähnlichkeit, keine Gleichheit zwischen beiden Vorgängen vorhanden. Verschieden sind vor allem noch folgende Verhältnisse: ein Gewitterband unserer Gegenden ist als ein Individuum zu betrachten, dessen Identität man durch den Verlauf der Isobronten nachweisen kann. In der äquatorialen Zone des Indischen Ozeanes und der Bai von Bengalen handelt es sich dagegen nicht um ein einziges Gewitter, welches sich etwa von Februar bis Anfang Juni vom Äquator bis zur Ganges-Mündung hinzieht, sondern um zahlreiche Gewitter, die sich an der nördlichen Begrenzung der erwähnten Luftdruckfurche bilden, möglicherweise sich von West nach Ost fortpflanzen und dann wieder verschwinden, während schon

neue, vielleicht etwas nördlicher, entstanden sind. Das Individuum ist hier nicht ein Gewitterband, sondern eine Zone mit Neigung zu Gewittern, und seine Identität lässt sich durch »Isobronten«, besser Isozonen nachweisen, die nicht für ganze oder halbe Stunden, sondern für ganze oder halbe Monate gezogen sind. In der Geschwindigkeit des Fortschreitens des Phänomens hier und dort liegt ein weiterer Unterschied. Ein Gewitter, welches sich in 12 Stunden vom Rheine nach der russischen Grenze fortpflanzt, legt etwa 15 *m* in der Sekunde zurück. Der Ausbruch des Monsuns findet auf Ceylon (8° nördl. Br.) um Mitte Mai, in Kalkutta (23° nördl. Br.) um Anfang Juni statt. Das ergiebt als Fortpflanzungsgeschwindigkeit nur 1.2 *m* in der Sekunde.

Der für unsere weitere Betrachtung wesentlichste Unterschied liegt aber in der täglichen Periode der Gewitter hier und dort. Unsere Sommergewitter haben ein ausgesprochenes Nachmittagsmaximum, die Gewitter im nordöstlichen Teile des Indischen Ozeanes ein mitternächtliches, wie Tabelle I beweist. Die Ähnlichkeit in den Witterungsveränderungen, die ein sommerliches Gewitter bei uns und der von Gewittern begleiteten Monsunausbruch in der Bai von Bengalen bewirkt, möchte den Analogieschluss nahe legen, dass, wie unsere Sommergewitter, auch die Gewitter der Bai als »Wärmegewitter« zu bezeichnen sind. Aber durch die Verschiedenheiten zwischen beiden Erscheinungen, die wir betonten, scheint doch der Weg zu diesem Schlusse versperrt zu sein. Kurz zusammengefasst, sind die Thatsachen, die man beobachtet, folgende: Die atmosphärischen Verhältnisse sind einerseits vor, anderseits nach dem Gewitterphänomen in beiden Gegenden gleichartig disponiert; aber das Phänomen tritt in dem einen Falle als ein einfaches Gewitter, und zwar als ein »Wärmegewitter« am häufigsten nachmittags, im andern Falle als eine Reihe von Gewittern auf, die grösstenteils um Mitternacht zum Ausbruche kommen. Diese Thatsachen berechtigen zu dem Schlusse, dass zwar in beiden Gegenden ein und dieselbe Ursache die Bedingung für das Phänomen überhaupt abgiebt, dass aber ausserdem noch sekundäre Ursachen thätig sind, die jene primäre Ursache zu gewissen Tageszeiten unterstützen, zu andern schwächen. Diese Nebenursachen bestimmen die Stunde, in welcher das Phänomen eintreten soll. Die Verschiedenheit der täglichen Periode der Gewitter beider Gegenden deutet auf eine Verschiedenheit der Nebenursachen hin. Dass bei uns im Sommer die Gewitter des Nachmittags am häufigsten ausbrechen, wird auf die Insolation mit ihrem ausgeprägten Nachmittagsmaximum zurückgeführt. Aber die Insolation des Gewittertages ist nur die zeitbestimmende Nebenursache, die Hauptursache ist die für Gewitterbildung charakteristische allgemeine Wetterlage, welche vorhanden sein muss, wenn die Nebenursache sich wirksam erweisen soll. Diese Wetterlage ist durch eine ziemlich gleichförmige Luftdruckverteilung, hohe Temperatur, geringe relative Feuchtigkeit und Bewölkung ausgezeichnet. Welche Nebenursache bewirkt nun die Auslösung der durch dieselbe Wetterlage geschaffenen Gewitterdisposition in der Bai hauptsächlich zur Nachtzeit? Die Wetterlage ist dort dieselbe wie die eben geschilderte.

Wir sind schon vorher zu einem Resultate über die tägliche Periode der Gewitter in der Bai von Bengalen und im Nordwesten von Schottland gekommen, wir fanden, dass in beiden Gebieten ein und dieselbe Ursache die Gestalt der täglichen Gewitterperiode bestimmt, im Anschlusse an die letzten Auseinandersetzungen müssen wir jetzt sagen: ein und dieselbe Nebenursache, um so mehr, da die die Gewitterneigung schaffende Hauptursache in der Bai und vor Schottland sehr verschieden ist. Dort herrscht die oben geschilderte Wetterlage, Stagnation sehr warmer Luft in nahezu labilem Gleichgewichtszustande; ganz anders ist die Wetterlage, die in Schottland und an den nordwesteuropäischen Küsten überhaupt Gewitterdisposition schafft. Sie ist charakterisiert durch eine ausserordentlich stark differenzierte, cyklonale Luftdruckverteilung, daher starke horizontale und

vertikale Luftbewegung, relativ hohe Temperatur, grosse Feuchtigkeit und Bewölkung. Weil diese Wetterlage im Winter häufiger ist als im Sommer, zeigt die jährliche Periode der Gewitter in diesen Gebieten ein winterliches Maximum.

Welche Nebenursache ist nun wirksam, die bei dieser und jener Wetterlage den Ausbruch der Gewitter auf die Nachtzeit zu verlegen sucht? Die Insolation kann es offenbar nicht sein; sie hat ein Maximum um Mittag, ausserdem ist ihre Wirkung auf die Temperatur der Luft über dem Meere wegen der thermischen Trägheit des Wassers sehr klein, zumal wenn die Bewölkung gross ist. Die tägliche Schwankung der andern Elemente kann noch weniger zur Erklärung herangezogen werden. Grossmann scheint der erste gewesen zu sein, der das thermische Verhalten der obern Wolkenflächen für die in Rede stehende Erscheinung in Anspruch genommen hat. Wegen des höhern Strahlungskoeffizienten wird hier der Einfluss der Insolation und Ausstrahlung, also die tägliche Temperaturamplitude bedeutender als an der darunter liegenden beschatteten Meeresoberfläche, der vertikale Temperaturgradient zwischen Meeres- und Wolkenfläche hat ein mittägliches Minimum, ein mitternächtliches Maximum. Dies Verhalten wird im allgemeinen für den Zeitpunkt des Gewitterausbruches entscheidend werden, falls durch die Wetterlage eine Gewitterneigung geschaffen ist. Bei der einen für Gewitter günstigen Wetterlage wird die Wahrscheinlichkeit der Verstärkung und Auslösung eines labilen Gleichgewichtes der Atmosphäre, bei der andern die Wahrscheinlichkeit der Verstärkung der aufsteigenden Luftbewegung in der Cyklone um Mitternacht am grössten. Durch diese Annahme dürfte die grosse Ähnlichkeit der täglichen Gewitterperiode in der Bai von Bengalen und im Nordwesten von Schottland ihre einfachste Erklärung finden; eine Wolkendecke über einem hoch temperierten Meere scheint das einzige gleichartige Element in beiden Gegenden zur Zeit der Gewitterbildung zu sein, im übrigen finden wir nur Gegensätze.«

Über Elmsfeuer auf See hat H. Haltermann Untersuchungen angestellt[1]) auf Grund der Angaben in den 1884 und 1885 auf der Deutschen Seewarte in Hamburg eingelieferten Segelschiff-Tagebüchern. »Während der 77 300 Tage Beobachtungszeit, welche die Segelschiff-Tagebücher der Jahre 1884 und 1885 in Summe enthalten, wurden nicht weniger als 164 einzelne Fälle von Elmsfeuern beobachtet: 87 mal ereignete es sich in nördlicher Breite und 77 mal in südlicher Breite. Auf 1000 Beobachtungstage oder eigentlich -nächte kommt durchschnittlich ein Fall des Elmsfeuers. Für verschiedene Meeresteile ist dieses Verhältnis jedoch ein sehr verschiedenes. Im Quadrate 3, welches zwischen Äquator und 10° n. Br. und 20° und 30° westl. L. liegt, wurden während 3974 Beobachtungstagen zwölf Fälle des Elmsfeuers beobachtet, es fallen dort also auf 1000 Tage etwa drei Erscheinungen des Elmsfeuers; dagegen trat es in den Quadraten 486 und 487, die den zwischen 50° und 60° südl. Br. und 60° bis 80° westl. L. liegenden Meeresteil umfassen, während 2052 Beobachtungstagen 13 mal auf. Hier kommen also auf 1000 Tage sechs Fälle des Elmsfeuers. Untersucht man die in den Tabellen für den Atlantischen Ozean angegebenen Elmsfeuer hinsichtlich ihrer räumlichen Verteilung, so zeigt sich zunächst deutlich der Einfluss,

[1]) Annalen der Hydrographie. 1896. p. 259 u. ff.

den das Fehlen des Stillengürtels in südlicher Breite ausübt. Die Tabelle giebt an, dass in dem zwischen Äquator und 10° nördl. Br. liegenden Meeresteile zwölfmal Elmsfeuer beobachtet wurde, während in entsprechender südl. Breite, wo meistens regelmässiger Passat herrscht, die Erscheinung kein einziges Mal gesehen wurde. Das Gebiet des Passats scheint, wenn er beständig weht, überall frei von Elmsfeuern wie auch von Gewittern zu sein. Günstiger für die Bildung des Elmsfeuers und unzweifelhaft auch für die der Gewitter erscheint bis zu einer gewissen Entfernung vom Äquator der Meeresteil, welcher polwärts von 30° Breite beginnt, und besonders gilt dies für die westliche Hälfte der Meere. Die hier herrschenden warmen Strömungen, die der Entstehung von Tiefdruckgebieten so günstig sind, scheinen dies hauptsächlich zu verursachen. Es sind dies indessen Verhältnisse, die nicht allein für den Atlantischen Ozean, sondern für die entsprechenden westlichen Teile aller Meere gelten. Unter dem Einflusse des Kuro Siwo, des Agulhasstromes wie der Brasilströmung werden alle Arten von elektrischen Erscheinungen verhältnismässig häufig auftreten. Und wo diese Strömungen sich noch kaum geltend machen, zeigen sich im subtropischen, westlichen Teile aller Meere, in den dort so häufig in der Nähe der polaren Passatgrenze vorkommenden rechtläufigen Rundläufen des Windes, Gewitter wie Elmsfeuer häufig. An den in den Tabellen des Atlantischen Ozeanes angegebenen Fällen von Elmsfeuern lässt sich der Einfluss dieser Verhältnisse lange nicht klar genug erkennen. Denn es ist zu bedenken, dass infolge der von den Schiffen eingehaltenen Wege für den Nordatlantischen Ozean die östliche, für den Südatlantischen Ozean die westliche Hälfte dieser Meere die bei weitem längere Beobachtungszeit liefert. Erst unter Berücksichtigung dieser Thatsache darf man das Vorkommen von 14 Erscheinungen des Elmsfeuers zwischen 30° und 40° nördl. Br. und westlich von 40° westl. L. gegen zehn Fälle des Elmsfeuers zwischen diesen Breitengraden und östlich von dieser Länge vergleichen. Im Südatlantischen Ozeane kommen auf elfmaliges Vorkommen des Elmsfeuers zwischen 30° und 40° südl. Br. und westlich von 40° westl. L. nur fünf Elmsfeuer, die sich in dem entsprechenden, östlich von diesem Meridiane gelegenen Breitenstriche ereigneten. In dem zwischen 30° südl. Br. und Äquator liegenden Teile des Südatlantischen Ozeanes wurde das Elmsfeuer nur ein einziges Mal beobachtet.

Die Ursachen, welche das Elmsfeuer erzeugen, scheinen nicht selten gleichzeitig über ziemlich weite Meeresstrecken vorhanden zu sein und für mehrere Tage anzuhalten. In den schon erwähnten synoptischen Karten des Nordatlantischen Ozeanes finden sich dafür mehrere Beispiele und desgleichen in den Tabellen. Am 10. März 1885 zeigten sich Elmsfeuer bei Schiff »Triton« in 1° nördl. Br. und 27° westl. L., wie bei »Johanna« in 2° nördl. Br. und 28° westl. L.; am 15. und 17. Dezember 1884 bei »Patagonia« in 33° nördl. Br. und 32° westl. L. wie bei »Emma Römer« in 33° nördl. Br. und

33° westl. L.; am 26. November 1884 bei »Hedwig« in 37° nördl. Br. und 73° westl. L. wie bei »Johann Kepler« in 40° nördl. Br. und 62° westl. L.; am 22. und 24. Mai 1884 bei »Pacific« in 58° südl. Br. und 67° westl. L. wie bei »Carl Both« in 58° südl. Br. und 67° westl. L. In den beiden letzten Fällen deutet der zur Zeit beobachtete niedrige Barometerstand auf ein Niederdruckgebiet hin, während »Patagonia« und »Emma Römer« sich zur Zeit in einem Hochdruckgebiete befanden.

Wenn zwischen den in manchen polwärts vom Passatgebiete gelegenen Meeresteilen im Winter weit häufiger als im Sommer im Bereiche von Tiefdruckgebieten auftretenden Gewittern, den Wirbelgewittern und jenen Gewittern, die zur Sommerzeit im Golfstrome, an tropischen von verhältnismässig warmen Seewinden getroffenen Küsten wie im Stillengürtel vorkommen, den Wärmegewittern, zu unterscheiden ist, so scheint dies in ganz ähnlicher Weise auch für die Elmsfeuer und ebenso in scharf ausgeprägter Weise für die Wasserhosen zu gelten. Auch jene könnte man in Wirbelelmsfeuer und Wärmeelmsfeuer einteilen. Denn das Elmsfeuer zeigt sich beim orkanartigen Sturme in stürmischen, das Ausschiessen des Windes begleitenden Böen wie während der leichten von Gewittern begleiteten Mallung des Stillengürtels. Entsprechend diesen Verhältnissen, und weil heftige Stürme in den mittlern und höhern Breiten aller Meere im Winter weit häufiger auftreten als im Sommer, sind Elmsfeuer in den ausserhalb der Tropen liegenden Meeresteilen im Sommer seltener als im Winter.

Ihr Zusammenhang mit Tiefdruckgebieten, der sie als Wirbelelmsfeuer kennzeichnet, geht daraus deutlich hervor. Die folgenden Tabellen zeigen, dass im Atlantischen Ozeane nördlich von 30° nördl. Br. von 61 Elmsfeuern 14 in den Monaten Mai bis Oktober und 47 während der Monate Oktober bis April vorkamen, wogegen südlich von 30° südl. Br. die entsprechenden entgegengesetzten Verhältnisse herrschten. Hier ereigneten sich von 39 Elmsfeuern 28 während der Zeit von Mai bis Oktober und 11 während der übrigen Monate des Jahres.

Nördlich von 30° nördl. Br. in 61 Fällen im

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
4	3	7	15	3	0	4	3	2	2	10	8
7%	5%	11%	25%	5%	0%	7%	5%	3%	3%	17%	12%

Südlich von 30° südl. Br. in 39 Fällen im

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
2	1	3	3	10	5	3	2	5	3	2	0
5%	3%	8%	8%	26%	13%	7%	5%	13%	7%	5%	0%

Die vorstehenden Angaben, nach der entsprechenden Jahreszeit für nördliche und südliche Breite zusammengestellt, ergeben:

Für Nordbreite	Jan.	7%	Febr.	5%	März	11%	April	25%	Mai	5%	Juni	0%
Für Südbreite	Juli	7%	Aug.	5%	Sept.	13%	Okt.	7%	Nov.	5%	Dez.	0%
Für Nordbreite	Juli	7%	Aug.	5%	Sept.	3%	Okt.	3%	Nov.	17%	Dez.	12%
Für Südbreite	Jan.	5%	Febr.	3%	März	8%	April	8%	Mai	26%	Juni	13%

Blitz oder Donner sind überall in solchem Grade die Begleiter des Elmsfeuers, dass unter den 164 angeführten Fällen sich nur 33 befinden, bei denen sich jene Erscheinungen nicht zeigten. Noch häufigere Begleiter des Elmsfeuers als diese elektrischen Erscheinungen sind aber Niederschläge. Es ist dieses in solchem Grade der Fall, dass unter den 164 Elmsfeuern nur sechs vorkommen, bei denen nicht über Niederschläge irgend welcher Art berichtet wird. Und von diesen wenigen Fällen erscheint es noch dazu nicht unwahrscheinlich, dass das Fehlen einer solchen Angabe nur auf Versehen des Beobachters zurückzuführen ist. Unter den Niederschlägen scheinen endlich der Bildung von Elmsfeuern die bei starkem Winde stattfindenden Schnee- und Hagelschauer besonders günstig zu sein. Wie am Lande eine stürmische Schneeböe nicht selten von einzelnen, dann so gefährlich wirkenden Blitz- und Donnerschlägen begleitet wird, so enthalten die betreffenden Tagebücher wiederholt Berichte über das Vorkommen von Elmsfeuern bei Schnee- und Hagelfall. Während in höhern Breiten die Gewitterbildung eine seltene ist, wird bei Schnee- und Hagelfällen, und zwar besonders bei erstern, wohl oft das Elmsfeuer, aber nur verhältnismässig selten Blitz oder Donner bemerkt. Es zeigt sich dies an den Tabellen in solchem Masse, dass unter den 136 Fällen, in denen das Elmsfeuer von Regen begleitet auftrat, sich nur 16 befinden, in denen nicht gleichzeitig Blitz oder Donner beobachtet wurde; unter 37 bei Hagelfall stattfindenden Elmsfeuern, 23 nicht von Blitz oder Donner begleitet waren; dagegen von den 14 sich in Schneeschauern zeigenden Elmsfeuern, 12 nicht in Begleitung von Blitz oder Donner auftraten. Und dabei ist noch zu bedenken, dass es an und für sich schwierig ist, das Elmsfeuer während eines Schneegestöbers zu erblicken, und manche darin vorkommen mögen, ohne vom wachthabenden Offiziere bemerkt zu werden. Im Quadrate 3 kommen nach den Tagebüchern der beiden betreffenden Jahre auf 1277 Blitzbeobachtungen zwölf Fälle des Elmsfeuers; das Verhältnis ist hier wie 100 zu 1. Dagegen ereigneten sich in den beiden das Kap Horn umgebenden Quadraten 486 und 487 nur

33 Fälle von Blitz gegen 13 von Elmsfeuern. Hier ist also das Verhältnis wie 100 zu 40.

Von 38 Elmsfeuern, die sich zwischen 30° nördl. Br. und 30° südl. Br. ereigneten, erfolgten:

Bei Gewitter und Regen	Nur bei Regen oder Schnee	Während einer Böe
27 Fälle = 71 %	1 Fall = 3 %	10 Fälle = 26 %

Von 118 Elmsfeuern, die auf beiden Halbkugeln zwischen 30° und 60° Breite auftraten, geschahen:

Bei Gewitter und Regen	Nur bei Regen oder Schnee	Während einer Böe
50 Fälle = 42 %	5 Fälle = 5 %	63 Fälle = 53 %

Was den Wind anbetrifft, so scheint dessen Stärke von keinem massgebenden Einflusse auf die Bildung des Elmsfeuers zu sein. Es finden sich in der Tabelle genügend Beispiele von seinem Auftreten bei orkanartigem Sturme, bei mässigem Winde wie bei leisem Zuge und selbst bei Windstille. Die mittlere Stärke des das Elmsfeuer begleitenden Windes war nördlich von 30° nördl. Br. gleich 6 und südlich von 30° südl. Br., gleich 6.5. Die Richtung des Windes war in 102 polwärts von 35° Breite liegenden Orten, an denen nach den Tabellen das Elmsfeuer beobachtet wurde, 60 mal eine äquatoriale, 21 mal eine polare, und in 21 Fällen wehte der Wind aus der West- oder Ostrichtung, oder es herrschte Stille und Mallung.

In 11 Fällen unter den erwähnten 164 zeigte sich das Elmsfeuer kurze Zeit vorher, ehe ein Ausschiessen des Windes stattfand; doch erfolgte dann mehrfach wieder ein späteres Krimpen des Windes. Das Ausschiessen des Windes wie das so bedeutende Vorwiegen von Winden aus äquatorialer Richtung vor der Zeit des Auftretens der polwärts von 35° Breite beobachteten Elmsfeuer deutet darauf hin, dass diese sich wahrscheinlich der Mehrzahl nach auf der vordern Seite von Tiefdruckgebieten ereigneten.

Der Luftdruck nahm, nachdem das Elmsfeuer erschienen war, in der Mehrzahl der Fälle ab. Denn unter den 164 Angaben befinden sich 105, in denen der Barometerstand von der dem Elmsfeuer zunächst vorgehenden bis zu der nächstfolgenden, in Zeitabschnitten von je vier Stunden angestellten Beobachtungen eine Abnahme, und zwar im Mittel — 1.8 *mm*, erfuhr. In 50 Fällen nahm er im gleichen Zeitabschnitte um durchschnittlich + 1.5 *mm* zu, und in neun Fällen veränderte sich der Barometerstand nicht. Man beobachtete es bei einem höchsten Barometerstande von 772.5 *mm* und auch bei einem niedrigsten von 722.5 *mm*.

Die Luftwärme verhielt sich während der Wachen, in welchen die Elmsfeuer sich ereigneten, meist unverändert. 77 mal sank sie um den mittlern Betrag von 1.6° C., 22 mal stieg sie um den Durchschnittswert von 1.3° C. und in 75 Fällen stellte sich weder eine Zu-, noch Abnahme ein. Wie weder ein hoher, noch ein niedriger Luftdruck notwendig zu sein scheint für die Entstehung des Elmsfeuers, so ist dem Anscheine nach auch eine grosse oder geringe Luftwärme nicht massgebend dafür. Die entsprechenden

Temperaturangaben bewegen sich in den Grenzen von + 28° C. bis — 1° C.

Das Einsetzen einer Böe, in welcher das Elmsfeuer sich zeigt, wird nicht selten begleitet von jenem rätselhaften Heulen des Windes, dem »low moaningtone« der Engländer. Auch diese Erscheinung kann möglicherweise herrühren vom Zustande der mit Elektrizität angefüllten Luft. Das in den meisten Fällen nur an den Mastspitzen und Luvnocken der obersten Raaen leuchtende Elmsfeuer, befindet sich dort, wie manche Berichte angeben, im Windschatten dieser Spitzen. Es sind Fälle bekannt, dass Seeleute es mit der Hand berührten, oder dass sie den von der Mastspitze, über welcher gleichzeitig das Elmsfeuer leuchtete, zum Wasser führenden Draht des Blitzableiters anfassten, ohne dabei etwas Ungewöhnliches zu verspüren.

Fasst man alle Angaben zusammen, so scheint sich zu ergeben, dass die Entstehung des Elmsfeuers wahrscheinlich denselben Ursachen zuzuschreiben ist, aus welchen Blitz und Donner entstehen, und dass Landbewohner es vielleicht nur deshalb nicht häufiger erblicken, weil die am Lande in so grosser Zahl in die Luft emporragenden Gegenstände die sich ansammelnde Elektrizität leichter ableiten können; sowie auch, weil der Landbewohner in der Nacht bei Gewitter und Regen unter Dach und Fach zu sein pflegt, und wenn er doch einmal bei solcher Gelegenheit draussen ist, gewiss nicht sein Augenmerk auf die Spitzen hochragender Gegenstände richtet.«

Merkwürdige Gestalt von Hagelwolken. Auf einer Fahrt vom Lido nach Venedig hat Baurath Streit in der Richtung über die Julischen Alpen hin eine überaus merkwürdige Wolkenerscheinungen gesehen und mehrere Abbildungen derselben genommen[1]). Eine derselben ist auf Tafel V reproduziert. Verf. giebt dazu folgende Erläuterungen:

»Als ich am Landungsplatze des Lido gegen $5^h/15^m$ anlangte und gegen die Julischen Alpen hinsah, bemerkte ich, wie sich über der Wolkenbank, genau in nordwestlicher Richtung, eine plattenförmige Wolke erhob, und da sie von der westlich ziemlich hoch stehenden Sonne glänzend beschienen war, erkannte ich bald ihre cylindrische Gestalt. Sie stieg ziemlich rasch empor, und nach 5 Minuten gewahrte ich, wie sich über derselben eine gleiche von geringerem Durchmesser erhob.

Als das Schiff um $5^h/30^m$ nach Venedig abfuhr, beobachtete ich dieselbe unausgesetzt, und ich nahm bald wahr, dass sich von dem obern Rande jeder Scheibenwolke ein Streukegel ablöste, der wie ein leicht parabolisch gewölbter Schirm von deutlich strahlenförmiger Textur sich zu den tief lagernden Haufenwolken herab-

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1896. p. 14 u. ff.

senkte. Ich schätzte diese konzentrischen Wolkentürme über der Ebene von Bassano-Treviso lagernd. Während die aus Haufenwolken gebildete Wolkenbank in ihrer Erscheinung ziemlich unverändert blieb, erhob sich der konzentrische Wolkenturm merklich.

Um 5^h 40^m bildete sich im Zentrum der obern Wolkenscheibe eine kuppenförmige Erhebung, die rasch aufwuchs, und nach 10 Minuten stiegen neben diesen zwei hornartige Wolken von grauer Färbung auf.

Die schirmförmigen Schleier, welche ich scharf beobachtete, glitzerten an der Sonnenseite, waren vor der blendend weissen Wolkenfläche unsichtbar und im Schatten der Turmwolken von leicht grauer Färbung. Diese schirmförmigen Schleier waren ganz dünn; ich finde, dass dieselben durch die obern Ränder der rotierenden Turmwolken ausgeschleudert werden.

Als ich in Venedig anlangte, hatte ich keinen Ausblick mehr, und erst um 8^h 30^m als ich wieder auf der Strasse war, fielen schwere Regentropfen, und gleich darauf entlud sich unter Blitz und Donner ein furchtbarer Hagelschauer von Erbsen- bis Haselnussgrösse in solcher Menge, dass noch des andern Morgens Reste auf den Gassen lagen.

Über den Durchmesser und die Höhe dieser Rotationswolken kann ich nur die eine beiläufige Angabe machen, dass mir derselbe von meinem Standpunkte einem Winkel von 30—31° zu entsprechen schien.«

Diese Gestalt einer Hagelwolke (in einer Gewitterwolke) ist bis dahin in Europa noch niemals beobachtet oder beschrieben worden, doch bemerkt jetzt Blasius [1]), dass eine ähnliche am 1. Juli 1891 zu Braunschweig ebenfalls bei einem Hagelsturme gesehen wurde, und »dass alle Hagelstürme in derselben Weise vorkommen«. Er meint fernerhin, dass diese Zeichnung dazu beitragen werde, das seit Jahrhunderten in Europa verbreitete Vorurteil zu bekämpfen, dass der Hagelsturm und der Gewittersturm ein und dasselbe Phänomen darstellen. Er habe schon 1851 auf Grund seiner Untersuchungen die Hagelstürme und später auch die sogenannten Wolkenbrüche mit den Tornados in bestimmter Weise als gleichartig zusammengruppiert und als rotierende Stürme bezeichnet, die wohl zuweilen in Gemeinschaft mit Gewittern vorkommen, aber sonst nichts mit denselben gemein haben, ausser dass sie an der Begegnungsfläche im Gewitter oder Hochdrucksturme einherziehen. »Der Hergang der Hagelbildung in dem rotierenden Wolkenkegel«, fährt Prof. Blasius fort, »geht aus meinen Beobachtungen und Untersuchungen der vorhandenen Umstände eigentlich von selbst hervor und ist in der Betrachtung der Hagelstürme in meinem Hauptwerke »Storms etc.« (1875) und auch in meinem ersten deutschen Vortrage über den Hagelsturm am 1. Juli in Braunschweig erläutert. Dieser Hergang stimmt ganz genau mit der Darstellung von Streit überein und ebenfalls mit der

[1]) l. c. p. 347.

einfachen, sachgemässen und gewissenhaften Beschreibung der Erfahrungen, welche der kühnste und erfahrenste Luftschiffer der Welt, Mr. Wise, auf seinem Aufstieg von Carlyle während der 20 Minuten, die er gegen seinen Willen im Innern einer solchen Hagelwolke zubringen musste, gemacht hat. Er wurde zehnmal mit seinem Ballon hinaufgewirbelt und wieder hinuntergeschleudert und sah jedesmal oben den Himmel und unten die Erde. Er nennt diese Fahrt unter den mehr als 400 Ballonfahrten, die er in seinem umfangreichen Werke »Through the air« beschrieben hat, die gefährlichste von allen; jedenfalls ist es für die Erkenntnis des Herganges der Hagelbildung die wichtigste. Die rotierenden Stürme oder Wirbel, die eigentlichen Cyklone, sind die kleinsten an Ausdehnung, aber die gefährlichsten, weil verheerendsten von allen Stürmen. Sie erscheinen niemals für sich allein, sondern entstehen in Hochdruckstürmen (Gewittern) unter gewissen Bedingungen und ziehen entweder einzeln oder in Gesellschaft dicht neben oder hintereinander an der Begegnungsfläche im Hochdrucksturme, mithin der cumulo-stratus-Wolke entlang; sie sind daher von dieser mehr oder weniger verdeckt.

Der Conus des Tornado verlängert sich von dem cumulo-stratus abwärts und fegt mit seiner untern Spitze über die Erde her, alles zerstörend und durch den Kegel in die Luft wirbelnd, was in seinem Wege liegt. Der Conus der Hagelwolke ragt auf seinem Wege mit seinem obern Ende über den cumulo-stratus hervor, wie es in der Streit'schen Zeichnung deutlich zu sehen ist, oder sein unterstes Ende geht sackartig unter dem cumulo-stratus her, wie in dem oben erwähnten Braunschweiger Hagelsturme; auch kann es weder oben noch unten zum Vorscheine kommen. Der Conus der sogenannten Wolkenbrüche giebt nur durch die streifenartigen, ungewöhnlich starken Niederschläge auf der Erde Kunde von seinem Vorhandensein.«

20. Optische Erscheinungen der Erdatmosphäre.

Die Luftspiegelungen auf dem Genfer See beschrieb eingehend Ch. Dufour[1]). Solche sind daselbst nichts Ungewöhnliches. Sobald die Luft kälter ist als die Wasseroberfläche ist der Lichtstrahl konvex zu letzterer, und man erblickt Luftspiegelungen, die völlig denjenigen der Wüste gleichen. Ist dagegen das Wasser kälter als die Luft, ist der Weg des Lichtstrahles konkav gegen die Seeoberfläche, so werden am Horizonte Objekte sichtbar, die sonst infolge der Krümmung der Erdoberfläche verborgen bleiben. Man erblickt dann z. B. von Morges aus das 35 *km* entfernte Schloss Chillon. Unter normalen Verhältnissen würde man dasselbe sogar bei doppelter Höhe nicht sehen können. Es ergiebt sich hieraus, dass wenn die Luft kälter ist als das Wasser, was gewöhn-

[1]) Compt. rend. 113. p. 360.

lich im Winter der Fall zu sein pflegt, alsdann eine Depression des Horizontes stattfindet, welche grösser ist, als die mittlere; umgekehrt dagegen, sobald die Luft wärmer ist als das Wasser, muss diese Depression geringer sein als die mittlere, was also häufig im Sommer der Fall sein wird.

Die Ursache der blauen Farbe des Himmels ist von Spring erörtert worden [1]). Bekanntlich ist das Wasserstoffsuperoxyd sowohl in seiner Lösung im Wasser als auch im vollkommen trockenen Zustande vollkommen farblos. Wie aber das Wasser bei hinreichender Dicke deutlich gefärbt erscheint, so ist auch nach Spring das Wasserstoffsuperoxyd von derselben Farbe wie der Sauerstoff und das Ozon.

Wie Tyndall gezeigt hat, ist nun die Schwierigkeit der Lösung des Rätsels der blauen Farbe des Himmels eine zweifache: Sie besteht bezüglich der Farbe, weil die Atmosphäre wenigstens vier blaue Substanzen von grosser Dicke besitzt, Wasserstoff, Wasser, Ozon und Wasserstoffsuperoxyd; sie besteht aber auch darin, dass uns das Blau des Himmels nicht als eine bei der Transmission hervorgerufene Farbe erscheint, sondern dass es vielmehr durch Reflexion des Sonnenlichtes zu stande kommt. Das blaue Licht ist zugleich polarisiertes Licht.

Spring glaubt nun, diese Schwierigkeit durch die Erwägung zu lösen, dass die Sonnenstrahlen die Luft durchsetzen und die Erde erleuchten. Die letztere wirkt somit als leuchtender Körper. Die Strahlen, welche sie nun schief aussendet, und die durch immer weniger und weniger dichte Schichten sich ausbreiten, werden immer stärker gebrochen, und es kann schliesslich totale Reflexion eintreten.

Das Licht der Sonne würde nach dieser Hypothese somit dreimal den Weg durch die Atmosphäre zurückzulegen haben, ehe es uns als diffuses Himmelslicht erscheint, dann aber wäre die Menge der blauen Gase in der Atmosphäre genügend, um in demselben alle andern Strahlenarten auszulöschen.

Das Alpenglühen nach Sonnenuntergang schilderte H. Dufour auf Grund zahlreicher eigener Beobachtungen [2]). Sobald die Sonne für den Beobachter in der Ebene oder auf geringen Höhen hinter dem Horizonte verschwindet, erleuchten ihre Strahlen noch das Gebirge mit goldgelbem Lichte, dem sich zuweilen orange und rote Töne beigesellen; letztere nehmen die untern Partien, die hellern Farben die obern ein, und der Himmelshintergrund ist blau oder graublau. Nach kurzer Zeit erscheint ein blasses und durchsichtiges,

---

[1]) Referat in der Meteorologischen Zeitschrift 1895. p. 458, woraus oben der Text.

[2]) Archives des sciences phys. et nat. 1896. Ser. 4. T. II. p. 18. Naturw. Rundschau. 1896. Nr. 43. p. 551, woraus oben der Text.

rotes Licht am Himmel über dem Gebirge und steigt höher, je mehr sich die Sonne senkt; vom Gebirge ist es durch eine graublaue Färbung, den Erdschatten, getrennt. Die Grenze zwischen dem Schatten und dem Lichte steigt an den Flanken des Gebirges langsam in die Höhe, und wenn die letzten Sonnenstrahlen vom höchsten Gebirgsgipfel verschwunden sind, erscheint alles matt, kalt und ohne Relief, die grauen Töne spielen ins Grünliche oder Bläuliche; sie verlieren sich jedoch mit der Zeit, und wenn alles in Schatten gehüllt ist, erkennt das Auge nach einem Ausruhen von 5 bis 10 Minuten die gewöhnlichen, grauen und gelben Farben der Felsmassen. Dieses Fehlen eines Wiederglühens, bei dem man nur einen einfachen Sonnenuntergang beobachtet, ist jedoch nur selten. Vielmehr sieht man sehr oft, nachdem eine jede Färbung aufgehört hat, die Felsen und den Schnee, die nach Westen gekehrt sind, sich von neuem färben; zuweilen entwickelt sich diese Färbung sehr allmählich; anfangs schwach und allgemein nimmt sie überall an Intensität zu, während die Töne dunkler werden und nach Rot und selbst Purpur hinneigen; sie nimmt erst in den untern Regionen ab, wird dunkler, verlässt dann nach und nach die hohen Regionen, und $^3/_4$ bis 1 Stunde nach Sonnenuntergang verschwindet jede Färbung der Gipfel. Andere Male entwickelt sich die zweite Färbung in kurzer Zeit; einige Minuten nach dem Erlöschen der Gipfel sieht man das Gebirge sich von neuem färben, die rosige Zone steigt in die Höhe, gefolgt vom aufsteigenden Schatten; die Töne sind lebhafter, aber viel vergänglicher als im vorigen Falle,

Während die beschriebenen Erscheinungen im Osten sich abspielen, sieht man am Westhimmel die bekannten und oft beschriebenen Dämmerungserscheinungen. Unmittelbar nach dem Sonnenuntergange ist der Himmel dort, wo das Gestirn verschwunden, nicht sehr lebhaft gefärbt, eine blassgelbliche Färbung bezeichnet die Stelle über der Sonne; nach 5 Min. wird sie deutlicher; 15 bis 20 Min. nach Sonnenuntergang nimmt ein gleichmässiger gelber Streifen den Westhimmel ein, rechts und links ins Rote und Purpurne spielend; etwa 30 bis 40 Min. nach Sonnenuntergang (bei den Beobachtungen des Verf.) erscheint ein rosiges Licht scharf im Westen als rosiger Streifen, dessen Ton und Helligkeit sehr schnell deutlicher werden; etwa 10 Min. nach seinem Erscheinen wird er sehr lebhaft, gleichzeitig sinkt er nieder zu der gelben Färbung des Westhimmels. Gewöhnlich entsteht während dieser letztern Periode der Farbenänderung des Westhimmels das Wiederglühen der Berge. Dieses Zusammenfallen der beiden Erscheinungen fällt jedem Beobachter auf, und v. Bezold hat in seiner Untersuchung der Dämmerungserscheinungen 1864, in welcher er für das beschriebene rosige Licht die Bezeichnung »erstes Purpurlicht« eingeführt, den Satz aufgestellt: »Dieses Phänomen, das sogen. Nachglühen, tritt immer gleichzeitig mit dem ersten Purpurlichte auf und ist nur durch dasselbe hervor-

gebracht«, eine Ansicht von der Ursache des Wiederglühens, die seitdem allgemein angenommen war.

In neuester Zeit hat Amsler-Laffont eine andere Erklärung für das Wiederglühen der Gebirgsgipfel gegeben; er nimmt an, dass an sehr warmen Tagen die am Boden stark erhitzte Luft die Brechung so beeinflusse, dass die Sonnenstrahlen die Bergesgipfel nicht mehr treffen können, Erlöschen der ersten Färbung; dann kühlt sich die Luft schnell ab, die Brechung der Luft ändert sich, und die Sonnenstrahlen werden wieder nach unten gebrochen, es entsteht das Wiederglühen. Dufour hat eine Reihe von Beobachtungen zur Prüfung dieser Erklärung ausgeführt; neben sorgfältiger Beobachtung der Lichterscheinungen sind Messungen der Lufttemperatur vom Momente des Sonnenunterganges bis zum Ende aller Beobachtungen gemacht worden an Tagen, welche für die von Amsler geforderten Bedingungen zur Entstehung des Wiederglühens sehr günstig waren. Die ausführlich mitgeteilten Beobachtungen vom 25. Juli 1895, 10., 20., 28., 31. August und 3. September (bei Sonnenaufgang) führen Dufour zu folgenden allgemeinen Schlüssen:

1. Die schönsten und intensivsten zweiten Färbungen sind oft ein Vorläufer entweder einer allgemeinen Änderung des Wetters oder von Gewittern oder lokalen Platzregen. 2. Die ausnahmsweise warmen Tage, denen Tage ohne Regen vorausgegangen und gefolgt sind, zeigen kein besonders intensives Wiederglühen, obschon die Bedingungen für eine sehr intensive anomale Brechung vorhanden sind. 3. Während des Wiederglühens der Gebirge zeigt die Temperatur eine leichte Erhöhung selbst in der Thalsohle; dieselbe kann einer Diffusion der Wärme durch die gefärbten Schichten der Atmosphäre ebenso wie einer direkten Strahlenbrechung zugeschrieben werden. 4. Bei seinen zahlreichen Beobachtungen hat Verf. keine schnelle Verschiebung der Grenzlinie zwischen Schatten und Licht feststellen können; die beobachteten Fälle von Wiederglühen scheinen für gewöhnlich einer anomalen, aber regelmässigen Brechung nicht zugeschrieben werden zu können; namentlich ist es schwierig, eine von Amsler's Theorie geforderte regelmässige Brechung der untern Luftschichten anzunehmen in dem von tiefen Thälern durchzogenen, mannigfach bebauten Gebiete. 5. Unter den so veränderlichen Bedingungen, welche auf das Entstehen oder Fehlen des Wiederglühens Einfluss haben, scheint der Kondensationszustand des Wasserdampfes eine vorherrschende Rolle zu spielen; die meisten Chancen zur Beobachtung eines schönen Wiederglühens hat man am Tage nach einem Regentage oder einen oder zwei Tage vor einem Witterungswechsel; es tritt dann 7 bis 10 Min. nach der vollständigen Entfärbung ein. Die Beobachtungen bestätigen im allgemeinen die Auffassung v. Bezold's, dass das Wiederglühen in Beziehung steht zur Färbung des Westhimmels nach Sonnenuntergang, welche ihrerseits von der Kondensation des Wasserdampfes und der Durchsichtigkeit der Atmosphäre abhängt. Gleichwohl ist die Möglichkeit eines Wiederglühens nach dem von Amsler angegebenen Vorgange nicht ausgeschlossen.

21. Klimatologie.

Die Sonnenscheindauer im deutschen Küstengebiete ist von Helmuth König studiert worden[1]). Die Mehrzahl der Stationen verfügt allerdings zur Zeit nur über 6- bis 8jährige Registrierungen, allein auch diese gestatten schon wertvolle Schlüsse. Die Aufzeichnungen geschahen sämtlich durch den Campbell-Stokes'schen Apparat der im wesentlichen aus einer als Linse wirkenden Glaskugel besteht. Das im Brennpunkte derselben entstehende Sonnenbildchen wandert, entgegen der scheinbaren Bewegung der Sonne, auf einem in einer Fassung angebrachten Kartonstreifen fort und brennt dabei seine Spur ein. Die Streifen sind mit einer Stundeneinteilung versehen, werden täglich gewechselt und können dann sofort auf Zeit reduziert werden. Der Apparat, in seiner Handhabung äusserst einfach, giebt völlig befriedigende Resultate; nur wenn die Sonne sehr niedrig steht oder auch nur schwach verschleiert ist, registriert er — wie übrigens alle Sonnenautographen — nur sehr wenig. Ausserdem hat er leider den Fehler, dass er eben nur die Dauer des Sonnenscheines verzeichnet, nicht die viel wichtigere Intensität.

Nichtsdestoweniger verdient der Campbell recorder, wenigstens vom Standpunkte der wissenschaftlichen Meteorologie, den Vorzug vor Apparaten andern Systems, weil das kalorische Prinzip, auf dem er beruht, ihr am meisten entspricht; denn das grosse Problem der Meteorologie ist doch schliesslich immer die Erklärung der atmosphärischen Vorgänge als Folgen eines Gewinnes oder eines Verlustes eingestrahlter Sonnenwärme.

Verf. giebt zunächst in einer Tabelle die ausgeglichenen Zahlen der monatlichen Sonnenscheindauer für 29 Stationen, deren nördlichste Kopenhagen, und deren südlichste Stuttgart ist. Die Diskussion dieser Zahlen führte ihn im wesentlichen zu folgenden Ergebnissen bezüglich der jährlichen Periode: »Ordnet man die deutschen Stationen nach ihrer geographischen Länge, so ergiebt sich unverkennbar eine Zunahme der Insolationsdauer von Westen nach Osten, wenn auch zugegeben werden muss, dass einige Unregelmässigkeiten dabei vorkommen. Überblicken wir zunächst die reinen Küstenstationen

Emden	Meldorf	Kiel	Rostock	Kolberg	Dirschau
1770	1706	1510	1693	1773	1801 Stdn.,

so ist namentlich im Gebiete der Ostseeküste ein ununterbrochener starker Zuwachs an jährlichen Sonnenscheinstunden bemerkbar; er beträgt für Dirschau — Kiel 291 Stunden und für Dirschau — Rostock 108 Stunden. Demgegenüber steht nun freilich im Gebiete der Nordseeküste eine Abnahme der Sonnenscheindauer in der Richtung West — Ost. Jütland und die dänischen Inseln — denn auch Kopen-

[1]) Annalen der Hydrographie. 1896. Heft 7. p. 313 u. ff.

hagen registrierte im Mittel der Jahre 1887—1894 nur 1204 Stunden, also weniger als Hamburg mit 1333 Stunden in diesem Zeitraume — scheinen also auch in solarer Beziehung eine Grenze zu bilden zwischen Ostsee und Nordsee, insofern die Nordseestationen Emden, Helgoland und Meldorf, auch Bremen noch eingeschlossen, höhere Insolationswerte zeigen als die ihnen benachbarten Stationen des westlichen Ostseegebietes. Auch die ausserdeutschen Stationen der Nordsee, Brüssel, die Südküste Englands und namentlich die normannischen Inseln (Jersey) zeichnen sich durch verhältnismässig sehr hohe Werte der Sonnenscheindauer aus, die teilweise 1800 Stunden pro Jahr noch übersteigen. Zum Teile freilich sind diese hohen Werte bedingt durch die südlichere Lage dieser Stationen, ein Moment, auf welches wir noch zurückkommen müssen. Die Frage nach der Ursache dieser Verschiedenheit der Insolationsverhältnisse auf der West- und der Ostküste Jütlands, ob sie in der intermarinen Lage begründet ist, oder ob die lokalen Verhältnisse der Beobachtungsorte hier eine Rolle spielen, ist noch nicht untersucht; dazu sind die Stationen noch zu dünn gesät, wenn auch die Abwesenheit von Gebirgen die Frage als weniger schwierig erscheinen lässt. So viel ist aber wohl sicher, dass das Land im allgemeinen im Sinne einer Verminderung der Sonnenscheindauer wirkt. Das ergiebt sich klar aus Vergleichen zwischen Küsten- und Binnenlandstationen. Emden empfängt 72 Stunden Sonnenschein mehr als Ellewiek, Meldorf 82 Stunden mehr als Cassel, Rostock 90 Stunden mehr als Magdeburg, Kolberg 82 Stunden mehr als Breslau. Unregelmässigkeiten sind auch hier vorhanden, so namentlich Samter, welches 46 Stunden mehr als Kolberg registrierte, und Celle mit 1834 Stunden, von welchem aber nur vierjährige Beobachtungen vorliegen, darunter die Jahrgänge 1892, 1893 und 1895 mit relativ hohen Beträgen. Die Gleichwertigkeit der Differenzen zwischen den reinen Küstenstationen und denjenigen mehr binnenländischen Charakters bestätigt auch für das Binnenland die Regel, dass die Sonnenscheindauer von Westen nach Osten zunimmt.

Der eben erwähnten Abnahme der Insolationsdauer im Binnenlande gegenüber derjenigen im Küstengebiete, ist nun aber beim weitern Fortschreiten nach Süden eine Grenze gesetzt. Die Konfiguration Deutschlands und speziell der deutschen Küste mit ihrer west-östlichen Richtung lässt dies freilich nicht klar hervortreten. Zieht man süddeutsche oder besser noch südeuropäische Stationen mit heran, so zeigt sich, dass letztere bei weitem mehr Sonnenschein empfangen als unsere nördlichern Gegenden. Von unsern deutschen Stationen kann man zum Nachweise dieser Thatsache nur wenige als Beispiel anführen. So zeigen Meldorf, Ellewiek und Geisenheim, die ungefähr über gleich lange Serien verfügen, nicht nur den Vorzug, dessen sich in bezug auf Sonnenscheindauer die Seeküste erfreut, sondern auch die noch grössere Überlegenheit des Südens in dieser Beziehung.

Meldorf 1889/95	Ellewiek 1890/95	Geisenheim 1889/95
1706	1698	1825 Std.
Ebenso: Dirschau 1890/95	Breslau 1889/95	Leobschütz 1889/95
1801	1691	1829 Std.

Einen ziffermässigen Ausdruck aber für den sonnigen Charakter des Landes, wo »im dunklen Grün die Goldorangen blüh'n«, erhält man aus folgendem Vergleiche:

Rostock 1883/94	Magdeburg 1882/93	Wien 1880/92	Padua 1887/95	Rom 1887/95
1676	1603	1816	2057	2431 Std.

Fügen wir noch das Maximum der europäischen Insolation, welches in der Periode 1887—1893 in Madrid mit 2908 Stunden registriert ist, hinzu, so kann kein Zweifel darüber bestehen, dass die Sonnenscheindauer auch in der Richtung Nord—Süd zunimmt, und zwar viel regelmässiger und schneller als in der Richtung der Parallelkreise. Die Ursache dieser Erscheinung ist wohl ausschliesslich in dem Umstande zu suchen, dass die Sonnenstrahlen, um einen mehr nördlich gelegenen Punkt der Erdoberfläche zu erreichen, eine dickere Schicht der Atmosphäre zu passieren haben, also mehr Licht absorbiert wird, als wenn sie nach einem Punkte von mehr äquatorialer Lage gerichtet wären. Die Zunahme nach Osten hin dagegen hat wohl ihren Grund in dem meteorologischen Gegensatze zwischen ozeanischer und kontinentaler Lage der Stationen.«

Was den Einfluss der Seehöhe anbelangt, so zeigt sich bei allen Höhenstationen ein recht bemerkenswerter Ausfall an Sonnenschein und anderseits auch eine viel gleichmässigere Verteilung desselben auf das ganze Jahr als in der Ebene.

»Aber auch die Thalstationen erleiden eine Einbusse an Sonnenschein, teils wegen der Beschränkung des Horizontes durch umliegende Gebirgszüge, teils durch die Nebelhauben an den Kuppen und endlich durch die in den Thälern häufiger auftretenden Nebel.

Dieser Einfluss der topographischen Lage zeigt sich schon bei mässiger Erhebung über dem Meeresspiegel, wie ein Vergleich zwischen den Nachbarstationen Erfurt und Inselsberg für die Periode 1889—1895 zeigt.

	Seehöhe *m*	Winter Std.	Frühling Std.	Sommer Std.	Herbst Std.	Jahr Std.
Erfurt . .	200	191	510	623	298	1622
Inselsberg .	906	182	511	566	263	1522

Darnach beträgt der Sonnenscheinausfall für Inselsberg bei einer Höhendifferenz von nur 700 *m* im Jahresmittel 100 Stunden. Dieses Defizit rührt hauptsächlich vom Sommer und Herbste her, während im Frühlinge ein freilich verschwindend kleiner Überschuss für Inselsberg vorhanden ist. Seit November 1895 wird auch auf dem Brocken (1142 *m*) Sonnenschein gemessen; die Monate November und Dezember zeigten zusammen eine Differenz von bezw. 13 Stunden

und 12 Stunden zu Gunsten von bezw. Celle (40 *m*) und Harzgerode (380 *m*).

Das klassische Land aber für Studien dieser Art ist die Alpenwelt mit ihren Hochstationen. Folgende Tabelle lässt den Einfluss der Höhenlage aufs deutlichste erkennen:

Stationen	Seehöhe *m*	Beobachtungsperiode Jahre	Sonnenschein Std.	%
Sonnblick	3103	6—7	1531	34
Obir	2114	1884/92	1642	37
Zürich	946	1884/93	1715	38
Wien	202	1880/92	1816	41

Sonnblick und Obir haben also bezw. 7 und 4% weniger Sonnenschein als Wien.«

Der Einfluss der Grossstädte und Industriezentren auf die Sonnenscheindauer ist ein sehr erheblicher. »Am besten,« sagt der Verf., »lässt sich diese Frage erörtern an der Hand von Registrierungen, die im Centrum Londons, (Bunhill Row) und im Umkreise, in den Vorstädten Kew und Greenwich in den Jahren 1881—1890 gewonnen sind. Ordnet man diese drei Stationen nach der geographischen Länge, so gewinnt man ein anschauliches Bild von den traurigen Insolationsverhältnissen im Zentrum dieser Riesenstadt:

	Kew		Bunhill Row		Greenwich
	1399		1027		1227 Std. pro Jahr
	31		23		27%
Differenz		372		200 Std.	
		8		4%	

Das Zentrum und Greenwich empfangen also bezw. 8 und 4% Sonnenschein weniger als Kew, das als normal angesehen werden kann. Dieser kolossale Ausfall ist wohl ausschliesslich eine Folge der allbekannten Stadtnebel Londons und diese sind wiederum nach Aitken's Untersuchungen eine Wirkung des Staubgehaltes der Luft, namentlich veranlasst durch den aus den zahllosen Schornsteinen aufsteigenden Rauch, denn der Ausfall an Sonnenscheinstunden rührt hauptsächlich vom Winter her (im Dezember empfängt Bunhill Row nur 2% Sonnenschein im Mittel). Der Steinkohlenverbrauch nahm von 1875—1889 von 4 882 000 tons bis 6 391 000 tons zu, und in derselben Zeit vermehrten sich nach Brodie die Anzahl der Winternebel von 93 (1870—1875) bis 156 (1885—1890), also beides um das $1^1/_2$ fache. Dass Kew nicht auch in Mitleidenschaft gezogen wird, erklärt sich aus den vorherrschenden westlichen Winden, welche den Rauch und Staub nach Osten, teilweise also über Greenwich hinaus, transportieren. Nicht viel weniger schlimm steht es in dieser Beziehung mit Glasgow (Verlust jährlich 6%) und mit unsern deutschen Fabrik- und Grossstädten, wie Hamburg, Berlin und Chemnitz, nur

sind sie nicht so klassische Zeugen für die lichtabsorbierende Wirkung des Staubes und des Rauches als eben London; wenigstens ist der Nachweis hier schwieriger, weil es an unmittelbar benachbarten Vergleichsstationen mangelt.

Im ganzen Laufe der elfjährigen Periode hat die Sonne in Hamburg durchschnittlich an 108 Tagen, d. i. 30% aller Tage eines Jahres, nicht geschienen. (Rostock hatte für 1884—1893 nur 91 Tage ohne Sonnenschein.) Von diesen 108 sonnenlosen Tagen kommen fast die Hälfte, nämlich 51 Tage (47%), auf den Winter (Dezember bis Februar), 19 Tage (18%) auf den Frühling, 8 Tage (7%) auf den Sommer und 30 Tage (28%) auf den Herbst.

Wenn die Sonne ein ganzes Jahr hindurch ohne Unterbrechung vom Auf- bis Untergange schiene, so würde das für unsere Gegend die respektable Summe von rund 4470 Stunden ausmachen. Der Einfluss namentlich der Bewölkung und auch noch anderer Momente bringt uns aber um fast $^3/_4$ dieser Summe; die 1236 Stunden jährlichen mittlern Sonnenschein in Hamburg entsprechen nur 28% des möglichen. Wie in dieser Beziehung andere Stationen stehen, geht aus folgender Tabelle hervor, welche Stationen im weitern Umkreise Hamburgs enthält.

Hamburg	1889/94	1318 Std	29%
	84/94	1236 »	28%
	92/94	1428 »	32%
Emden	92/94	1760 »	40%
Bremen	91/94	1667 »	37%
Helgoland	92/93	1749 »	39%
Meldorf	89/94	1696 »	38%
Kiel	89/93	1507 »	34%
Rostock	84/93	1693 »	38%
Magdeburg	82/93	1603 »	36%
Celle	91/94	1834 »	42%

Der Ausfall zu Ungunsten Hamburgs beträgt:

im Maximum (Celle—Hamburg 91/94)	339 Std.	10%
im Minimum (Kiel—Hamburg)	270 »	6%

Im Mittel hat Hamburg also 8% weniger als seine Umgebung.«

Das Minimum der Sonnenscheindauer fällt auf die Zeit der kürzesten Tage, was sich leicht daraus erklärt, dass bei niederem Stande der Sonne die Strahlen eine weit dickere Luftschicht zu durchbrechen haben als bei höherem. »Das Maximum der jährlichen Periode hat einen weniger einheitlichen Charakter als das Minimum. Ersteres deckt sich mit der Periode der längsten Tage ganz und gar nicht, im Gegenteile findet fast überall im Juni und Juli — wenigstens in Nordeuropa — ein Rückgang der Sonnenscheindauer, namentlich in den prozentualen Werten statt. Demgegenüber weist das ganze nordwestliche Europa von seinem höchsten Norden an durchgehends ein ausgesprochenes Maximum im Mai auf, dem meistens noch ein zweites (sekundäres) im August folgt.

Mit abnehmender Breite und zunehmender Länge verschiebt sich das Hauptmaximum nach und nach mehr nach dem Sommer hin, so dass schliesslich die Lagen der beiden Maxima vertauscht werden.

	Hauptmaximum	Sekundäres Maximum
Bremen, Ellewiek, Kiel	Mai	August
Marggrabowa, Dirschau, Breslau . . .	August	Mai
Geisenheim	August	Mai
Stuttgart	August	Juni

Südfrankreich, die Schweiz, die Adria und der ganze Süden Europas haben das Hauptmaximum im Juli bis August. Im Gebiete der deutschen Stationen übersteigt sowohl das Mai- wie das Augustmaximum den Betrag von 52% nur in wenigen Fällen; der Durchschnitt liegt wohl etwas unter 50%. Der Süden erreicht aber recht hohe Werte im August.

Wien	Zürich	Triest	Montpellier	Lugano	Rom	Madrid
54	57	66	67	67	75	84%

Im Januar empfängt Deutschland 20 bis 25% des möglichen Sonnenscheines. Dann folgen drei Monate stetiger Zunahme bis zu 40 bis 45%. Auf den Mai kommen bei uns 40 bis 50%, und in den beiden folgenden Monaten gehen die Werte in Deutschland um einige Prozente zurück, während sie im zentralen, östlichen und südlichen Europa ihre ansteigende Tendenz behalten, bis sie im August ihre höchste Höhe erreichen.

Im September beträgt die Abnahme für unsere Gegenden 5 bis 7%, und in den beiden letzten Monaten des meteorologischen Jahres erfolgt eine weitere Abnahme, bis das Minimum erreicht ist.

Im Gebirge ist der Verlauf des Sonnenscheines fast ein direkt entgegengesetzter, wie hier geschildert. Einmal ist die Dauer der Insolation dort viel gleichmässiger über das ganze Jahr verteilt — auf dem Sonnblick z. B. beträgt das Minimum 115 Stunden, das Maximum 151 Stunden, die Differenz der beiden Extreme beläuft sich also auf nur 36 Stunden, ähnlich auf dem Obir und dem Säntis, anderseits aber hat das Hochgebirge auch in den Wintermonaten hohe Sonnenscheinbeträge, ja die prozentualen Maxima fallen geradezu auf diese Jahreszeit.« Der Gegensatz zwischen Hochgebirge und Niederung tritt sehr klar aus folgender Zusammenstellung hervor:

	Winter %	Frühling %	Sommer %	Herbst %	Jahr %	Maximum	Minimum
Sonnblick .	46	29*	30	38	34	Dezember	Juni
Obir . . .	41	32*	38	37	37	Febr., Aug.	April—Juni
Wien . .	25*	42	53	32	41	Juli, Mai	Dezember
Hamburg .	14*	33	31	22	28	Mai, August	Dezember

Die tägliche Periode der Sonnenscheindauer ist eine einfache. »Man kann sagen, dass im ganzen die Dauer der Insolation im Laufe des Tages mit der Sonne gleichen Schritt hält, so dass vormittags ein Steigen, um die Mittagszeit ein Maximum und nachmittags ein Fallen der Werte zu konstatieren ist. Im einzelnen aber erleidet dieser regelmässige Gang einige interessante Unterbrechungen, namentlich im Gebirge, und auch wenn man Jahreszeiten rechnet.

In den frühen Morgen- und späten Abendstunden wird an allen Stationen nur äusserst wenig registriert, wohl eine Folge der durch Perspektive verstärkten Bewölkung am Horizonte und der — wegen des tiefern Sonnenstandes — grössern Absorption. Im ganzen aber wird gegen Sonnenuntergang mehr als das Doppelte registriert als gegen Sonnenaufgang. Die Zunahme erfolgt in langsamerem Tempo als die Abnahme, welch' letztere namentlich von 4^h an sehr stark ist. Um die Mittagszeit ist die Veränderung sehr gering. Die Hochstationen unterscheiden sich auch hier wieder von der Niederung; bei ihnen ist es hiermit umgekehrt.

Die Stunde, in welcher im Laufe des Jahres die Sonne am längsten und im Durchschnitte also auch am häufigsten scheint, ist bei den meisten Stationen die zwischen 1 bis 2^h nachmittags, doch sind ganz entschiedene Maxima nur selten anzutreffen.

Vergleicht man die Lage des täglichen Maximums innerhalb der einzelnen Monate, so stellt sich ein ganz typischer Gang heraus. Zu Anfang des meteorologischen Jahres liegt es in der Mittagsstunde, verlegt sich dann allmählich von Monat zu Monat auf eine frühere Tagesstunde, um gegen Ende des Jahres wieder in die eigentliche Mittagsstunde zurückzukehren. Nur in der kältern Jahreszeit werden also die höchsten Beträge in der Mittagszeit registriert, und zwar zu um so späterer Stunde, je südlicher die Station liegt. Pawlowsk z. B. hat das winterliche Maximum von 11—12^h vormittags; Rostock von 12—1^h nachmittags; Kremsmünster, Lugano, Madrid von 1—2^h nachmittags. Je mehr man dann nach den Monaten der wärmern Jahreszeit vorrückt, zu desto früherer Stunde erscheint das Maximum. Eine Ausnahme scheinen hier die Stationen der Küstenstriche zu machen, bei denen ganz allgemein die Tendenz besteht, das Maximum in den Sommermonaten auf eine Nachmittagsstunde zu verschieben; Hamburg, Kiel, Rostock, Bremen, Buccari, Pola sind Beispiele hierfür.

Zu den Unregelmässigkeiten in dem Gange der täglichen Periode gehört namentlich die eigentümliche Erscheinung, dass in der Mittagszeit, namentlich in der wärmern Jahreszeit, eine Depression der Tageskurve des Sonnenscheines zu finden ist. Es wird also gewissermassen das Tagesmaximum in zwei Teile gespalten, zwischen denen ein Teilminimum Platz nimmt. In den Jahressummen der Stundenwerte deutscher Stationen findet man diese Depression nicht wegen des ununterbrochen ansteigenden Ganges in der Winterzeit; nichts-

destoweniger ist ihr Vorkommen in den einzelnen Monaten ein typisches; sie ist selbst in Hamburg mit seinen geringen Sonnenscheinwerten in den Monaten Mai, Juli und August stark ausgeprägt.

Die Stunde, in welcher die Sonne länger (und also auch häufiger) scheint als zu irgend einer andern und in irgend einem Monate, fällt in ganz Nordwesteuropa auf den Mai. Eberswalde und Bremen haben von 10—11^h im Mai durchschnittlich rund 20 mal, Rostock 11—12^h rund 20 mal, Hamburg 12—1^h ungefähr 17 mal, Kiel 1—2^h 20 mal, endlich Magdeburg 2—3^h ca. 19 mal Sonnenschein. Die Wahrscheinlichkeit des Sonnenscheines zu diesen bezw. Stunden ist nahezu gleich 0.6, d. h. unter 10 Tagen darf man an 6 zu diesen Stunden Sonnenschein erwarten. Die Länder Zentraleuropas, inkl. Schweiz und Adria, empfangen den meisten Sonnenschein im Juli oder August mit teilweise stark an die Gewissheit grenzender Wahrscheinlichkeit, z. B. Pola (W = 0.9) im Intervalle 3—4^h nachmittags im Juli.

Interessante Ergebnisse zeitigt auch eine Vergleichung der vor- und der nachmittägigen Insolationssummen. Es registrierten:

	vormittags		nachmittags	
	Std.	%	Std.	%
Kiel	829.1	49	855.0	51
Rostock	808.4	48	884.9	52
Hamburg	531.0	43	705.5	57
Bremen	814.0	48	886.7	52
Eberswalde	827.4	50	834.6	50
Magdeburg	785.0	49	817.7	51
Stuttgart	602.9	50	613.9	50
Wien	902.4	50	910.0	50
Triest	1121.6	50	1108.8	50
Rom	1234.8	51	1196.5	49
Madrid	1518.7	52	1409.0	48
Säntis	947.4	53	844.3	47
Sonnblick	849.7	55	681.7	45
Obir	850.2	52	792.1	48

Hier zeigt sich wieder der natürliche Gegensatz zwischen Bewölkung und Sonnenschein. Im Küstengebiete der Nord- und der Ostsee ist erstere in den Morgenstunden zu allen Jahreszeiten ziemlich stark, und fast überall erreicht sie ihr Minimum am Abende. Dementsprechend kommt auf den Vormittag in allen Stationen Deutschlands weniger Sonnenschein als auf den Nachmittag, und der Unterschied ist ein wenig grösser im Küstengebiete als im Binnenlande, wo er häufig auf 0 herabsinkt (Stuttgart, Wien). Im Süden kehrt sich das Verhältnis um, und auch die Gipfelstationen erfreuen sich vormittags einer grössern Sonnenscheindauer als nachmittags. Scheidet man aber bei Untersuchung dieser Frage nach kalter und warmer Jahreszeit, so ergiebt sich, dass im Winter ganz allgemein (mit Ausnahme der Gipfel- und der südlichsten Stationen Rom und Madrid) der Nachmittag sonniger ist als der Vormittag. Im Sommer haben freilich die meisten Stationen nachmittags auch mehr Sonne als vormittags, doch sind mehrere Ausnahmen vor-

handen: Madrid, Rom, Wien, Klagenfurt und Bukarest. Diese drei letzten Stationen haben also im Sommer ein Vormittags-, im Winter ein Nachmittagsmaximum und bilden demnach eine Art Übergang zu den Stationen Südeuropas, die zu allen Zeiten vormittags mehr Sonnenschein geniessen als nachmittags. Die Gipfelstationen halten hierbei zu den südlichen.«

Alternierende strenge Winter. Woeikow machte darauf aufmerksam, dass die Ströme im westlichen und nördlichen Russland, besonders die Newa, aber auch die Düna (bei Riga) und die Dwina (bei Archangel) in den »geraden« Wintern kürzere Zeit, in den »ungeraden« Wintern dagegen längere Zeit mit Eis bedeckt sind. (Mit »geraden« Wintern sind solche gemeint, in denen mit Neujahr eine »gerade« Jahreszahl beginnt; der Winter 1895—1896 ist somit ein »gerader«.) Im südlichen und im südöstlichen Russland ist das Verhältnis umgekehrt, besonders hinsichtlich der Wolga (bei Astrachan) und des untern Laufes des Don. Die jetzt in den Veröffentlichungen des meteorologischen Observatoriums zu Upsala mitgeteilten Beobachtungen über die Dauer der Schneedecke an jenem Orte zeigen, dass der Unterschied zwischen »geraden« und »ungeraden« Jahren in Schweden noch ausgeprägter zu Tage tritt als im nordwestlichen Russland. Während der Jahre 1875—1893 war der Erdboden nämlich während folgender Anzahl Tage mit Schnee bedeckt (die Jahreszahl des Winters bezieht sich auf den Januar):

1875	131	Tage	1885	95	Tage
1876	88	»	1886	91	»
1877	157	»	1887	49	»
1878	84	»	1888	146	»
1879	126	»	1889	107	»
1880	63	»	1890	41	»
1881	163	»	1891	116	»
1882	43	»	1892	100	»
1883	149	»	1993	100	»
1884	73	»			

Im Durchschnitte lag die Schneedecke in Upsala 100 Tage. Für die 9 »geraden« Jahre ist der Durchschnitt 81, für die 10 »ungeraden« Jahre dagegen 119 Tage. Nur 2 Jahre machen hier, wie man sieht, eine Ausnahme von der Regel, dass die Schneedecke in den »geraden« Wintern kürzere Zeit, in den »ungeraden« aber längere Zeit, als der Durchschnitt ergiebt, liegt.

Über das Klima von Mittelamerika, dessen Kenntnis zur Zeit noch immer auf kurzen gelegentlichen Beobachtungsreisen von Privaten oder vereinzelten Instituten herrührt, hat Köppen eine zusammenfassende Darstellung gegeben [1]).

»Die Windverhältnisse des mittelamerikanischen Isthmus von Tehuantepec bis Darien haben viel Ähnlichkeit mit jenen der Westküste von

[1]) Hettner's, Geogr. Zeitschr. 2. Heft 8. p. 425 u. ff..

Afrika zwischen Senegambien und Kamerun. Sie werden bestimmt durch die Existenz, die periodische Verschiebung und das gelegentliche Ineinandergreifen der beiden Windsysteme des Nordostpassats und der vom Südostpassat der Südhemisphäre abgezweigten südlichen und südwestlichen Winde. An der atlantischen Küste und im Innern von Mittelamerika sind nördliche und östliche Winde in den Monaten November bis Februar allgemein vorherrschend, ohne doch die Stetigkeit des eigentlichen Passats zu haben; sie treten häufig stürmisch mit Regen, als sogenannte nasse Norder, auf. In den übrigen Monaten sind die Winde je nach der Örtlichkeit sehr verschieden, soviel die wenigen vorhandenen Beobachtungsreihen erkennen lassen.

Südwestwinde scheinen namentlich in unserem Hochsommer auch an der atlantischen Küste ziemlich häufig zu sein, wenn sie auch meist hinter den Winden aus Nord bis Ost zurückstehen. Da diese Küste wenig von deutschen Schiffen besucht wird, so besitzen wir auch weniger gute Schilderungen über deren Windverhältnisse als von der pazifischen Küste.

Für die Llanos von Venezuela ist der Wechsel zwischen dem Nordost- (dort meist Ost-)Passat der trockenen Monate Oktober bis März und den südlichen (dort meist südöstlichen) Winden der Regenzeit durch Humboldt's berühmte Schilderung in den »Ansichten der Natur« bekannt genug.

An der Küste des Stillen Ozeanes spielt sich dieser Wechsel etwa zwischen 5° und 13° n. Br. ab. Allein hier stellt sich noch eine Eigentümlichkeit ein, die von der Ostküste nicht bekannt ist, obwohl sie auch dort bestehen mag. Der hier vom Lande kommende Passat tritt nämlich in zwei Formen auf, im Winter, in der Trockenzeit, aus hoch nördlicher Richtung, dem »Norder« des Mexikanischen Golfes verwandt, im Sommer, der Regenzeit, als Ost oder Ostsüdost, der südlich von 10° n. Br. nur als Gewitterwind in Stössen weht, nördlich von 10° aber auch häufig als schwacher anhaltender Wind.

Wenn sie stark auftreten, werden jene Nordwinde als Papagayos, die östlichen Gewitterwinde als Chubascos und die Südwestwinde der Regenzeit als Temporales bezeichnet. Die Papagayos wehen anhaltend mit heiterem Wetter, die Temporales ebenso mit langdauerndem Regen, die Chubascos aber als Gewitterböen. An der afrikanischen Westküste entspricht dem Papagayo der Harmattan, dem Chubasco der Tornado, die vorherrschenden südlichen Winde jedoch haben an der afrikanischen Küste, soviel Verf. weiss, keine besondere Bezeichnung.

Die nördlichen Winde, die in unsern Wintermonaten im Mexikanischen Golfe herrschen, greifen überall, wo eine Lücke im Gebirgszuge ihnen Durchlass gewährt, bis nach der pazifischen Seite hinüber; dort wehen dann auch am Tage die Winde vom Lande her, zeitweise mit stürmischer Kraft. So bei Tehuantepec, an der Fonseca- und der Panama-Bai.

Die kaum 350 *m* hohe Landenge von Tehuantepec wird von den Nordwinden, die im Herbste und Winter im Mexikanischen Golfe herrschen, überweht; auf dem Plateau und am pazifischen Abhange sind sie oft sehr heftig, und auf einem 200—250 Seemeilen breiten und etwa ebenso weit ins Meer reichenden Gebiete wehen sie auch auf den Stillen Ozean hinaus. Wird ein Schiff hier durch die Kraft des Windes gezwungen, beizudrehen, so kann es mehrere Tage Aufenthalt haben; gewöhnlich ist aber das Gebiet der starken Norder rasch durchsegelt.

Bei Corintho wehen die Papagayos im Januar und Februar aus Richtungen zwischen NE und E, oft drei bis vier Tage nacheinander nur mit einer Abschwächung in den Morgenstunden; ihre grösste Stärke erreichen sie am Abende und in der ersten Hälfte der Nacht. Auch in der Bucht von Panama wehen die Nordwinde der Monate November bis März am stärksten vom Nachmittage bis Mitternacht.

Wo die Kordillere sich steil von der Küste erhebt, wie bei Veragua, berührt der nördliche Wind das Meer erst 15—20 Seemeilen vom Lande,

während näher zur Küste Windstille mit hoher, vom Meere kommender Dünung sich findet.

Überall aber, wo die Kordillere hoch und nicht allzu steil ist, sind längs der pazifischen Küste von Mittelamerika tägliche Seebrisen gut entwickelt, die um zehn oder elf Uhr morgens einsetzen und bis gegen acht Uhr abends wehen, und zwar meist aus ganz südlicher oder selbst südöstlicher Richtung beginnen und dann nach SW oder W gehen, ähnlich wie die Seebrisen an der Südküste Englands. In tiefen Buchten, wie bei Panama und im Golfe von Nicoya, sind sie schwach, an vorspringenden Teilen der Küste, wie bei Kap Mala, wehen sie oft mit stürmischer Kraft. Die Landwinde sind dort, wo sie nur in der Nacht wehen, fast immer schwach.

Auf dem offenen Meere haben nördlich von 10° oder 12° n. Br. östliche Winde auch im Sommer das Übergewicht, die südwestlichen Seebrisen scheinen hier, so weit sie vorkommen, meist auf die Küsten beschränkt zu sein; und zwar ist die vorwaltende Richtung in dieser Jahreszeit rein östlich, während sie im Winter mehr nördlich als östlich ist. An der Küste dagegen tragen diese sommerlichen Winde, soweit sie nicht nur schwache Nachtwinde sind, den Charakter von Gewitterböen, Chubascos; als solche sind sie auch südlich von 10° n. Br. nicht selten.

Wie die Tornados der Westküste Afrikas, so scheinen auch die Chubascos vorwiegend am Anfange und am Ende der Regenzeit, im Mai und im September bis Oktober aufzutreten; die steifen, durchstehenden Regenwinde aus SW, die Temporales, scheinen in beiden letztern Monaten am häufigsten zu sein. Der Juli oder schon das Ende des Juni ist, wie wir sogleich sehen werden, durch ein Nachlassen der Regen in ganz Mittelamerika bezeichnet.

Auf dem offenen Meere gegenüber der Westküste von Mittelamerika sind südlich von etwa 11° n. Br. im Sommer und von 5° an auch in unserem Winter schwache südliche Winde durchaus vorherrschend; doch sind auch Windstillen hier sehr häufig. Im Sommer haben diese Winde zwischen der Cocos-Insel und dem Lande allgemein, auch bis zum Äquator herab, eine Richtung aus SW; sie gehen rückwärts durch reinen Süd in den Südostpassat über, und gehen offenbar ganz ebenso wie der analoge Sommermonsun von Sierra Leone aus dem Passat hervor, der über den Äquator übertritt und hier dem veränderten Sinne der ablenkenden Kraft der Erdrotation verfällt, die noch verstärkt wird durch den relativ niedrigen Druck über dem erhitzten Festlande. Doch fehlt diesen Winden, ebenso wie ihren afrikanischen Kollegen, ganz die Stetigkeit und Frische des Passats.

An der pazifischen Küste von Columbien und Ecuador stellt sich in dieser Luftströmung ein täglicher Wechsel insofern ein, als sie am Tage eine westliche, in der Nacht eine südliche Richtung annimmt. Windstillen und schwache südwestliche Winde sind auch auf dem Meere in einiger Entfernung von dieser Küste der vorherrschende Zustand.

Die Regenverhältnisse Mittelamerikas zeigen die für diese Zone normalen, »tropischen« Regenzeiten, modifiziert durch die vorherrschenden Winde in ihrer Stellung zu Wasser und Land, resp. zu den Gebirgen.

An der ganzen Westküste von Mittelamerika herrscht von Anfang Januar bis Anfang März, in der Zeit der Papagayos, eine wirkliche Trockenzeit (Verano), d. h eine fast regenlose Jahreszeit, in der weder Gewitter, noch Landregen, sondern nur seltene kurzdauernde Regenschauer an weniger als 20% aller Tage vorkommen. Im allgemeinen dauert die gute Jahreszeit mit vorwiegend nördlichen oder nordöstlichen Winden und schönem Wetter von Dezember bis März. Dann tritt auf zwei bis drei Wochen Windstille ein, wobei sich an den Bergen gegen Mittag Haufenwolken einstellen, die jedoch in der Nacht ohne Regen wieder verschwinden; endlich bricht ein heftiger Gewitterregen los, der die Luft erfrischt und abkühlt. Die nun folgende Regenzeit — Invierno genannt — wird bald nach dem höchsten Sonnenstande, Ende Juni, im Juli oder August, von

einer kleinen Trockenzeit, dem »Veranillo de San Juan«, unterbrochen. Die Regen fallen meist am Nachmittage mit starkem Gewitter und pflegen im Juni oder Ende Mai und im September am stärksten zu sein. Die Gebirge erscheinen in dieser Jahreszeit, bei feuchter Luft, sehr klar, während sie im »Verano«, und besonders zur Zeit der Windstillen des Übergangs, im März und Oktober von einem bläulichen Dufte verschleiert sind.

Ähnlich sind die Verhältnisse auf den Hochebenen im Innern; der »Veranillo« ist in Costarica auch an den Mittelwerten zu erkennen, in S. Salvador und Guatemala-Stadt nicht mehr: Juni bis September sind hier gleichmässig weitaus die regenreichsten Monate des Jahres.

Auf der atlantischen Seite Mittelamerikas bringen die an der pazifischen Küste so trockenen Norder oder Passatwinde in den Monaten Oktober bis Januar langdauernde Regen. Eine eigentliche Trockenzeit besteht dort überhaupt nicht, der Regenreichtum des ganzen Jahres ist viel grösser; die feuchten Urwälder der atlantischen Seite bilden infolge dessen einen scharfen Gegensatz zu den sonnigen Savannen der pazifischen Küste. Zweimal im Jahre, in den Monaten März bis Mai einerseits, August und September anderseits, lassen allerdings die Regen am atlantischen Abhange nach, ohne ganz vorüberzugehen; der trockenste Monat ist hier in der Regel der April. Man sieht, dass die Regenzeiten hier gegen die der pazifischen Seite verspäten, und dass namentlich die Regen im Herbste auf der atlantischen Seite dann erst recht anfangen, wenn sie auf der pazifischen schon aufhören, nämlich im Oktober, wenn der Nordostpassat die Südwestwinde wieder nach dem Äquator zurückdrängt.

Die an der pazifischen Seite von Mittelamerika herrschenden Regenverhältnisse, »Verano« im Dezember bis März, »Veranillo« etwa im Juli, treffen wir in vielen Gegenden der heissen Zone wieder. Dagegen ist die starke Verspätung dieser Zeiten, wie sie die atlantische Seite zeigt, eine recht seltene Erscheinung; sie besteht hauptsächlich in dem Einsetzen der zweiten Regenzeit mit dem frischer und nördlicher werdenden Passat im Spätherbste und deren Andauer bis in den Winter hinein. Die wichtigste Analogie dafür bietet die Küste von Guayana mit ihrer starken zweiten Regenzeit im Dezember; doch ist dort die Trockenzeit im September und Oktober weitaus die grössere, jene im Februar (statt Mai) nur geringfügig, also annähernd schon ein südhemisphärisches Régime herrschend. In Cayenne ist sogar zwischen Dezember und Juni gar kein Nachlassen der Regen zu bemerken.

Über die Regenverhältnisse von Guatemala haben wir neuerdings sehr schätzbare Aufklärungen durch Dr. Carl Sapper erhalten.

Da die Passatwinde, die in den Monaten Oktober bis Februar wehen, ungefähr aus Nordosten kommen, so entladen sie ihre Feuchtigkeit hauptsächlich an den Nordhängen des Kettengebirges von Mittelguatemala und der Sierra de Merendon an der Ostgrenze des Staates, während die Südabdachung dieser Gebirge und fast ganz Südguatemala gleichzeitig Trockenzeit haben. Die weiter vom regenspendenden atlantischen Ozeane zurückliegenden Gebirge haben selbst bei grösserer Höhe trockenern Charakter; die trockene Paja Verapaz ist trotz ihres Namens im ganzen genommen höher gelegen, als die Alta Verapaz. Aber auch die vorliegende flache Halbinsel Yukatan hat, allem Anscheine nach, eine scharf ausgesprochene Trockenzeit. Die Regenzeit umfasst hier nur den Herbst und Winter, sagt Hann in seiner Klimatologie. Anderseits scheint der pazifische Abhang von Seewinden auch zu dieser Zeit gelegentliche Regen zu bekommen. Februar bis April sind die trockensten Monate im ganzen Lande. Im Laufe des Mai pflegt die für ganz Guatemala gemeinsame Sommer-Regenzeit einzutreten, die, mit einem Nachlassen im August, bis Ende September dauert. Das ist die Zeit der Gewitter: diese treten auf den Berggipfeln schon bald nach Mittag auf, die Küstenebene erreichen sie erst gegen Abend. Die Winter-Regenzeit auf der atlantischen Seite bringt dagegen Landregen.

häufige, langdauernde, aber ziemlich geringfügige Niederschläge zu allen Tageszeiten, selten mit elektrischen Entladungen.

Auf der Landenge von Panama greifen die sonst nur der atlantischen Seite angehörenden Regen in den Monaten Oktober bis Dezember auf die pazifische Seite (Insel Naos) hinüber. Januar bis April dagegen sind trocken; Mai ist ebenso feucht, wie Juni.

Südlich von Panama ist die Küste von Columbien sehr regenreich, der Unterschied zwischen Regenzeit und Trockenzeit ist gering, die trockensten Monate dürften noch Januar und Juli sein. Dieser Regenreichtum erstreckt sich südwärts längs der Küste bis fast zum Äquator. Auch in der Provinz Esmeraldas regnet es während der Trockenzeit noch ziemlich viel. Weiter südlich dagegen, in den Provinzen Manabi und Guayaquil, ist, ausser den höhern Teilen des Gebirges, die Regenmenge geringer, und es lassen sich deutlich eine Regenzeit und eine Trockenzeit unterscheiden, von denen jene mit dem Sommer, diese mit dem Winter der südlichen Halbkugel zusammenfällt. Während der Trockenzeit, von Mai bis September, herrschen südliche bis südwestliche Winde; es regnet dann selten, obwohl der Himmel mitunter wochenlang von Wolken bedeckt ist, an der Küste bilden sich aber streckenweise dichte nässende Nebel, die nicht weit ins Innere des Landes reichen — die nördlichsten Vertreter der bekannten peruanischen Garuas, die indessen in Ecuador mehr als Staub- und selbst Landregen, denn als Nebel auftreten. Ihre Verbreitung an dieser Küste ist eine sprungweise, indem sie hauptsächlich in den Gebieten südlich von den Vorgebirgen S. Francisko, Pasado und S. Lorenzo und von der Insel Salado auftreten, während die nördlich von den drei letztgenannten gelegenen Landstriche keine Garuas haben und nach der kurzen Trokenzeit der langen Dürre des Veranos verfallen.

Eine Zusammenfassung der Regen- und Windverhältnisse des hier betrachteten Gebietes unter das einfache Schema des im Laufe des Jahres nordwärts und südwärts schwankenden äquatorialen Gürtels der Windstillen und Regen wird nicht nur durch die sehr ausgesprochenen Regen an der Windseite der Gebirge durchkreuzt, sondern ist auch im übrigen nur mit einigem Zwange durchführbar. Denn die Gabelung der Regenzeit in zwei Maxima mit einem Nachlasse der Regen dazwischen ist nordwärts nicht nur bis nach dem Süden von Mexiko, sondern auch bis Jamaika, Haïti und selbst Cuba und Bahamas allgemein, wo doch der Passat auch im Sommer beständig, nur mit einer merklich südlichern Richtung weht. Immerhin ist das erwähnte Schema, da es einfach und für viele Fälle zutreffend ist, für Lehrzwecke nach wie vor empfehlenswert, weil es Ordnung in das Chaos von Thatsachen bringt.

Die Temperaturverhältnisse Mittelamarikas weisen den allmählichen Übergang von der erheblichen jährlichen Schwankung auf dem Mexikanischen Plateau bis zu der fast völligen Gleichförmigkeit der Temperatur aller Monate auf der Landenge von Panama auf. Der kühlste Monat ist fast durchwegs der Januar, der wärmste gewöhnlich April oder Mai. Der Unterschied zwischen beiden, der in der Stadt Mexiko noch 7° C. beträgt, ist in Guatemala und den Nachbarstaaten 3 bis 4° C., in Costarica nur noch 2° und ist in Colon auf $^1/_2$° C. eingeschrumpft. Der pazifische Abhang der Gebirge von Mittelamerika ist nicht nur trockener, sondern in gleichen Seehöhen auch wärmer als der atlantische. Die Wärmezunahme nach unten von den Kämmen und Gipfeln aus ist also auf jenem grösser als auf diesem. Das ist ein Verhältnis, wie man es auf der feuchten Windseite und der trockenen Leeseite eines tropischen Gebirges, das von einer grossen Luftströmung überweht wird, gewöhnlich findet die »dynamische« Abkühlung der Luftmassen durch ihre Ausdehnung beim Aufstiege wird durch die Kondensation verlangsamt, die entsprechende Erwärmung beim Abstiege aber erfolgt nahezu nach dem für trockene Luft geltenden Masse von 1° C. für jede 100 *m*. Da die starken, kalten »Northers« an der atlantischen Seite

nur zeitweise wehen, so ist diese Seite bei ihrem Eintritte starken Abkühlungen, gelegentlich von mehr als 10° C in wenigen Stunden, ausgesetzt. Im übrigen sind die Temperaturunterschiede, wie in tropischen Gebirgsländern allgemein, fast nur an die Unterschiede in der Seehöhe gebunden.«

Das Klima von Werchojansk. Von dieser in klimatologischer Beziehung klassischen Örtlichkeit (67° 34′ n. Br. 133° 51′ ö. L. v. Gr. 107 *m* Seehöhe) liegen nunmehr neun- bis elfjährige Beobachtungen vor, aus welchen Prof. Hann die klimatischen Elemente des Ortes abgeleitet hat[1]). Hiernach beträgt die mittlere Jahrestemperatur — 17.2° C., die absoluten Extreme sind — 69.8° im Februar und + 31.5° im Juni. Die Bewölkung ist am grössten im Juli und August, am geringsten in den Wintermonaten, die grösste Niederschlagsmenge entfällt auf den Juli, das Minimum auf den März. Das siebenjährige Jahresmittel ist 99 *mm*.

Das Klima Zentralasiens nach den Beobachtungen von Prschewalsky. A. Woeikow hat die meteorologischen Aufzeichnungen, welche Prschewalsky auf seinen vier Reisen durch Zentralasien ausgeführt, bearbeitet und veröffentlicht, ausserdem die Ergebnisse in einem Auszuge allgemein übersichtlich dargestellt[2]). Letzterem ist das Nachfolgende entnommen:

Die wichtigste Frage der Klimatologie, auf welche die Beobachtungen Prschewalsky's in Zentralasien Licht werfen, ist die Erstreckung des sommerlichen feuchten Regenmonsuns ins Innere von Asien und der Grenzen seiner Hauptzweige, des indischen und des ostasiatischen. Prschewalsky fand auf seiner dritten und vierten Reise, dass am obern Hoang-ho, am Kuku-Nor und in Nordosttibet die Sommerregen von westlichen Winden gebracht werden, und kam zu der Meinung, dass dies wahrscheinlich der Indische SW-Monsun sei, welcher die Feuchtigkeit von jenseits des Himalaya bringe. Woeikow bestreitet die Richtigkeit dieser Annahme; nach seiner Meinung kommen die Dämpfe, welche die Regen von Nordosttibet ermöglichen, zu einem grossen Teile aus Indien, doch werden sie nördlich vom Himalaya durch die auf der Höhe herrschenden W- und WSW-Winde erfasst und weiter gebracht. Was die wirkliche Lufttemperatur ausserhalb der Gebirge anbelangt, so ist zu beachten, dass die orographischen Verhältnisse Zentralasiens teilweise der Breite entgegenwirken. Die höchsten Erhebungen finden sich in Tibet, d. h. im Süden Zentralasiens, die niedrigsten Plateaus in der Mitte und im Norden. Es ist wahrscheinlich, dass im Jahresmittel und im Mittel der Monate April bis Oktober das nördliche Tibet der kälteste Teil Zentralasiens ist. Im Sommer ist das nördliche Tibet der kälteste Teil Asiens, ein Streifen von 150 bis 200 *km* am Gestade des Eismeeres und Behringsmeeres ausgenommen, welcher unter

---

1) Meteorologische Zeitschrift. 1896. p. 242.
2) Meteorologische Zeitschrift. 1896. p. 49 u. ff.

dem Einflusse des Meereises steht. Jenseits des Polarkreises, an der Nordküste von Norwegen, wo kein Eis die Luft abkühlt, ist die Sommertemperatur höher als in Nordtibet.

Schwieriger zu entscheiden ist die Frage, wo der kälteste Winter zu finden ist. Wenn die nördliche Mongolei in den Gebieten des Jeniseï und der Selenga, als ein in seinen physikalischen Verhältnissen zu Sibirien gehörendes Gebiet, abgesondert wird von Zentralasien, so finden wir nach den vorhandenen Beobachtungen drei kälteste Gebiete: 1. Nordosttibet; 2. die Plateaus zwischen den Ausläufern des Kuen-lün, wie z. B. Saïsan-Ssaitu u. s. w.; 3. der mittlere östliche Teil der Mongolei, etwas südlich von Urga. Von Gegenden, wo noch keine Beobachtungen im Winter vorhanden sind, gehört Nordwesttibet dazu.

Die wärmsten Teile Zentralasiens finden sich in Ostturkestan. Für das Jahr und die wärmern Monate kann man schwanken zwischen der südlicher gelegenen (37° bis 39°) zentralen Wüste Takla-Makan und der nördlichern (43°), aber viel niedrigern Depression Luktschun. Im Winter und den fünf kältern Monaten November bis März wird die Wüste Takla-Makan jedenfalls wärmer sein.

Auch die tägliche Amplitude der Temperatur ist gross in Zentralasien, grösser wohl als in Steppen und Wüsten von geringern Meereshöhen; soweit wir Beobachtungen haben, ist dies bestätigt worden. Ausnahme macht nur die Regenzeit, also der Sommer, wo die Regen häufig und die Bewölkung gross sind, also besonders Nordosttibet und das östliche Nan-schan. Da in letztern Gegenden Spätherbst und Winter eine kleine Bewölkung haben, so ist die tägliche Amplitude dann grösser als im Sommer, trotz der geringen mittäglichen Sonnenhöhe.

Zentralasien ist eines der klassischen Länder des kontinentalen Windtypus, d. h. der grossen Verstärkung des Windes in der Mitte des Tages. Zahlreich sind die Schilderungen dieses Vorganges von Reisenden, namentlich von Prschewalsky. Oft mehrere Tage hintereinander ist es in der Nacht windstill, in der Mitte des Tages toben Staubstürme, welche die Sonne verfinstern und zuweilen auch das Tageslicht. Besonders ist dies im Frühlinge der Fall, der Jahreszeit der Stürme par excellence. Diese Staubstürme des Frühlings reichen weit über die Grenzen Zentralasiens, nach Nordchina, Nordindien, Turkestan und selbst in die Steppen Südrusslands.

In betreff der erstern zwei Länder bemerkte Woeikow schon früher, dass in dem nördlichen Teile der Monsunregionen Indiens und Ostasiens der trockene, stürmische Frühling zwischen Winter und Sommer eingeschoben sei, mit eigenen Charakteren, welche den beiden Jahreszeiten fremd seien, während der Herbst wie in den Temperaturen, so auch in den Hydrometeoren nur einen allmählichen Übergang vom Sommer zum Winter darstelle.

Überall in Zentralasien, soweit wir Beobachtungen haben, fällt die kleinste Bewölkung auf Dezember oder November, also

im Gegensatze zum nördlichen und mittlern Europa, wo auf diese Monate die grösste Bewölkung fällt.

Die Zahl der Regentage in dem ungeheuern Raume von Zentralasien ist verschwindend klein.

Aus allem, was wir über den Gegenstand wissen, lassen sich folgende Schlüsse ziehen: 1. Der bei weitem grössere Teil Zentralasiens ist sehr arm an Niederschlägen, daher die Armut der Vegetation und der so charakteristische Staub in der Luft. 2. Einige, relativ nicht sehr ausgedehnte Gegenden im Osten und Südosten haben ziemlich ergiebige Niederschläge im Sommer oder sogar in den sechs Monaten Mai bis Oktober, die kältern Monate sind auch in dieser Region arm an Niederschlägen. 3. Der östliche Teil dieser Region der Sommerregen (östlicher Nan-Schan, Gegend des Kuku-nor, östliche Mongolei) gehört noch zur Region des ostasiatischen Monsuns, die Regen fallen mit schwachen SE-Winden. Das nordöstliche und südöstliche Tibet hat Regen, deren Wasserdampf aus Indien und dem bengalischen Meerbusen stammt. Der Wasserdampf wird mit der Luft und durch Diffusion über den Kamm des östlichen Himalaya gebracht. 4. Auch ausserhalb dieser Region der Sommerregen fallen die spärlichen Niederschläge in Zentralasien hauptsächlich im Sommer.

Letzteres unterscheidet ganz Zentralasien, selbst seinen westlichen Teil, welcher fern von der Gegend der Monsune liegt, von dem jenseits des Pamir und Tiën-schan gelegenen Turkestan, wo, wie in Vorderasien und an den Gestaden des Mittelmeeres, der Sommer regenlos ist, und die Niederschläge in der kältern Jahreszeit fallen (sogen. subtropische Regenzone).

Woeikow betont nachdrücklich, dass das Vorwiegen der Sommerregen ein Zug des kontinentalen Klimas ist, und zwar in allen Breiten. »Wir wissen es jetzt, dass diese Erscheinung in dem bei weitem grössern Teile der Kontinente von Asien, Afrika, Nord- und Südamerika und Australien auftritt, während das Vorwalten der Niederschläge des Herbstes und Winters ein Zug des ozeanischen Klimas ist, im grossen und ganzen in allen Breiten, während die extreme Regenarmut des Sommers bei Niederschlägen in der kalten Jahreszeit (subtropischer Regentypus), hauptsächlich niedern mittlern Breiten (30° bis 40°) im Seeklima eigen ist und nur in der alten Welt sich weit in das Innere des Kontinents erstreckt, jedoch auch hier den eigentlichen Kern des Kontinents — Zentralasien — nicht erreicht.«

Druck von Oskar Leiner in Leipzig. 39774

JAHRBUCH

der

Astronomie und Geophysik.

Enthaltend die wichtigsten Fortschritte auf den Gebieten

der

Astrophysik, Meteorologie und physikalischen Erdkunde.

Unter Mitwirkung von Fachmännern

herausgegeben

von

Dr. Hermann J. Klein.

VIII. Jahrgang 1897.

Mit fünf Tafeln in Schwarz- und Chromodruck.



EDUARD HEINRICH MAYER

Verlagsbuchhandlung

Leipzig [illegible]

JAHRBUCH

der

Astronomie und Geophysik.

Enthaltend die wichtigsten Fortschritte auf den Gebieten

der

Astrophysik, Meteorologie und physikalischen Erdkunde.

Unter Mitwirkung von Fachmännern

herausgegeben

von

Dr. Hermann J. Klein.

VIII. Jahrgang 1897.

Mit fünf Tafeln in Schwarz- und Chromodruck.



EDUARD HEINRICH MAYER
Verlagsbuchhandlung
Leipzig 1898.

Inhaltsübersicht.

Geophysik.

Verzeichnis der Tafeln.

Astrophysik.

Die Sonne.

Sonnenstatistik 1896. Die Relativzahlen der Sonnenflecke für das Jahr 1896 sind von A. Wolfer festgestellt worden[1]), auf Grund der Aufzeichnungen in Zürich und an elf andern Orten. Die nachstehende Tabelle enthält die monatlichen Fleckenstände, und zwar bezeichnet m die Zahl der fleckenfreien Tage, n die Zahl der Beobachtungstage und r die mittlere Relativzahl.

1896	m	n	r
Januar	0	31	29.0
Februar	0	29	57.4
März	0	31	52.0
April	3	30	43.8
Mai	1	31	27.7
Juni	0	30	49.0
Juli	0	31	45.0
August	2	31	27.2
September	0	30	61.3
Oktober	1	31	28.4
November	0	30	38.0
Dezember	0	31	42.6
Jahr	7	366	41.8

Als mittlere beobachtete Relativzahl für 1896 ergiebt sich daher 41.8, also eine wesentliche Abnahme gegen 1895.

Die Abnahme vollzog sich in Schwankungen, welche drei Gruppen sekundärer Maxima erkennen lassen, die durch vier Perioden relativer Ruhe getrennt erscheinen. »Die mittlern Epochen, sowohl der erstern als der letztern, stehen um je nahe gleiche

[1]) Astron. Mitteilungen Nr. 88. Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich. 42. Juni 1897. p. 259 u. ff.

Zeiträume von ca. vier Rotationsperioden voneinander ab, und eine gewisse gesetzmässige Folge ist also darin nicht zu verkennen; aber schon die Vergleichung dieser Verhältnisse mit den entsprechenden des Jahres 1895 zeigt, dass sie von diesen wesentlich verschieden sind, und dass somit aus ihnen keineswegs etwa auf das dauernde Bestehen einer Unterperiode von ungefähr vier Rotationen Dauer zu schliessen ist. Alle drei Maxima haben ersichtlich längere Zeit angedauert, indem jedes derselben sich durch mehrere aufeinanderfolgende Rotationen hindurch verfolgen lässt, und zwar zeigt sich in allen drei Fällen die auch für 1895 hervorgehobene charakteristische Thatsache, dass je während der ganzen Dauer der gesteigerten Thätigkeit die für die Fleckenbildung erforderlichen Bedingungen sich in ganz ausgesprochener Weise vorwiegend auf einem begrenzten Gebiete der Sonnenoberfläche, d. h. auf einem bestimmten Teile der Fleckenzonen vorfanden und erhielten, auf dem übrigen, diametral gegenüberliegenden Teile dagegen in weit geringerem Masse vorhanden waren oder fast ganz fehlten. Ob zwischen diesen drei Gebieten grösster Fleckenthätigkeit unter sich nähere Beziehungen, vielleicht teilweise Übereinstimmungen bestanden, wofür in der That die obige graphische Darstellung der Fleckenkurve einige Anhaltspunkte zu bieten scheint, lässt sich durch diese blosse Statistik aus Gründen, die oben angegeben worden sind, nicht mit Sicherheit entscheiden, sondern bleibt der wirklichen Ortsbestimmung der Thätigkeitszentren vorbehalten.«

Die Thätigkeit auf der Sonne 1887—1889 ist von Prof. Wolfer in Zürich beobachtet und diskutiert worden[1]. Er kommt zu folgenden Ergebnissen:

»Die sogenannten Thätigkeitsbezirke auf der Sonnenoberfläche sind durch die Hinzuziehung der Fackeln weit deutlicher und andauernder bezeichnet, als durch die Flecken allein, insofern die erstern ein solches Thätigkeitsgebiet sehr häufig auch dann als fortbestehend erkennen lassen, wenn es zeitweise nicht mit Flecken, sondern nur mit Fackeln besetzt ist. Diese letztern stellen so in manchen Fällen eine Verbindung zwischen sonst getrennten Perioden von Fleckenbildung an derselben Stelle her, und hieran schliesst sich unmittelbar die Thatsache, dass derart bezeichnete Thätigkeitsgebiete sich oft durch viele aufeinanderfolgende Rotationen hindurch an derselben Stelle der Sonne verfolgen lassen. Da indessen die einzelnen Fackeln einer Gruppe mannigfaltigen Veränderungen in Form und Anordnung unterliegen, so ist jene Dauer weniger den Fackelgebilden selbst, als der Ursache zuzuschreiben, die sie entstehen lässt, und diese Ursache scheint demnach eine wesentlich beständigere zu sein als diejenige der Fleckenbildung.

[1] Publikationen der Sternwarte des Eidgen. Polytechnikums zu Zürich. 1. Zürich 1897.

Der grösste Teil dieser Thätigkeitsgebiete gehört einer in der nächsten Nähe des Sonnenäquators liegenden Zone an, die sich zu dessen beiden Seiten auf eine Breite von ca. $\pm 20^{\circ}$ erstreckt, wie es zur Zeit, die einem Thätigkeitsminimum unmittelbar vorangeht, der Fall zu sein pflegt. Erst in den spätern Rotationen (von Mitte 1889 an), also zur Zeit des Minimums, treten in höhern Breiten neue Fackel- und Fleckengruppen auf, die als die ersten Anzeichen der neu beginnenden Thätigkeitsperiode anzusehen sind. Ausserdem bemerkt man dann und wann kleine Fackeln gruppenweise in sehr hohen Breiten von 70—80°; jedoch ist ihre Form stets diejenige kleiner runder heller Punkte von etwa 10″ Durchmesser, und sie bilden niemals zusammenhängende Komplexe, wie jene der Äquatorealgegend.

Von der Zone der Flecken und Fackeln trennt sich deutlich ab diejenige der Wasserstoffprotuberanzen, deren weit überwiegende Mehrzahl, wie auch längst aus der Statistik ihrer heliographischen Breiten bekannt ist, ausserhalb der Flecken- und Fackelzonen auftritt, und zwar der Hauptsache nach in zwei zum Äquator symmetrischen Gürteln, die sich nördlich und südlich je von etwa 20—60° Breite erstrecken, ohne dass jedoch die Äquatorealgegend von Wasserstoffprotuberanzen ganz frei wäre; kleine Protuberanzen findet man übrigens in manchen Rotationen bis in die Nähe der Pole hinauf.

Es ist sofort zu sehen, dass auch die Protuberanzen an manchen Stellen sich zu grössern Gruppen zusammendrängen, und dass solche Gruppierungen an einer und derselben Stelle sich durch mehrere Rotationen hindurch verfolgen lassen. Da die Veränderlichkeit der Protuberanzformen — auch bei den gewöhnlichen Wasserstoffprotuberanzen — im allgemeinen wenigstens ebenso gross ist als diejenige der Fackeln, so wird auch hier die sich geltend machende Beständigkeit eher den Entstehungsbedingungen als den einzelnen Protuberanzen selbst zuzuschreiben sein.

Charakteristisch ist, dass gerade die umfangreichsten und dichtesten Fackelkomplexe keine oder nur wenige Wasserstoffprotuberanzen enthalten, und dass metallische Protuberanzen in solchen Komplexen nur dann auftreten, wenn dort zugleich Flecken vorhanden sind. Umgekehrt fehlen gerade in den dichtesten Ansammlungen grosser Protuberanzen, auch wenn sie in der Nähe der Äquatorgegend, also der damaligen Flecken- und Fackelzone liegen, Fackelbildungen ganz oder sind doch nur in geringem Masse vorhanden. An eine unmittelbare nahe Beziehung oder gar Identität von Fackeln und Protuberanzen zu denken, ist also vollständig ausgeschlossen. Wohl aber bemerkt man häufig, dass in der Nähe von grossen Fackelgruppen unter ungefähr denselben Längengraden in den entsprechenden Teilen der Protuberanzenzonen auch sehr grosse und zahlreiche Protuberanzen auftreten, und hier scheint eine Beziehung der beiden Thätigkeitsformen angedeutet.

Die Wilson'sche Theorie der Sonnenflecke. Nach dieser früher von W. Herschel und Arago adoptierten Theorie sind die Sonnenflecke trichterförmige Vertiefungen der Sonnenoberfläche, und die Penumbra ist nichts anderes als die schräge Wand des Trichters. Unter dieser Annahme muss die Penumbra bei Annäherung des Fleckes an den Sonnenrand gewisse optische Verschiebungen zeigen, deren Vorhandensein in der That von Wilson und Herschel behauptet, von neuern Beobachtern, besonders von Spörer, bestritten wurde. Prof. Riccò hielt es daher für angezeigt, die lange Reihe unter sehr günstigen Luftverhältnissen ausgeführter Zeichnungen der Sonnenflecke, die ihm zur Verfügung stand, einer strengen, statistischen Prüfung zu unterziehen[1], und zwar beschränkte er sich auf die von ihm selbst ausgeführten Beobachtungen und Zeichnungen, die er 1880—1890 in Palermo und 1892 in Catania gemacht hat, unter Ausschluss der vom Jahre 1880, wo ihm noch die spätere Erfahrung und Übung fehlte.

Die Sonnenbeobachtungen sind an 3451 Tagen angestellt und dabei 17456 vollständige Flecke gezeichnet worden; unter diesen waren jedoch nur 3324 neue oder in den einzelnen Rotationsepochen verschiedene. Gewöhnlich hat man an diesen Flecken den Aufgang und den Untergang am Ost-, bezw. Westrande der Sonne beobachtet, unter welchen Umständen man, wenn die Wilson'sche Theorie richtig ist, den Hof des Fleckes schmäler oder auch ganz fehlend beobachten und zeichnen musste an der Seite des Fleckes, die vom Sonnenrande entfernter ist. Bei dieser Untersuchung jedoch mussten alle Flecke von unregelmässiger Gestalt ausgeschlossen werden; es wurden daher alle Flecke bei Seite gelassen, welche keine runden Höfe und Kerne besassen, bei denen letztere nicht gut zentriert waren, wenn sie sich der Mitte der Sonnenscheibe nahe befanden, und die nicht in den andern Stellungen elliptisch und zu ihrem Meridian symmetrisch waren.

Nachdem diese Auswahl streng durchgeführt worden, reduzierte sich die Anzahl der Zeichnungen, die zu der vorliegenden Untersuchung verwendet werden konnten, aus den elf Jahren auf 185. In einer Tabelle sind nun für jedes Jahr die Flecke angegeben, deren Hof nach dem Sonnenrande hin weiter war, ferner die, deren Höfe am Rande schmäler waren, und die, welche beiderseits gleiche Höfe hatten. Mit Ausnahme des Jahres 1888, das dem Fleckenminimum nahe war und nur einen regelmässigen Fleck gezeigt hatte, findet man nun in allen Jahren eine grössere Zahl von Flecken, welche am Sonnenrande ein der Wilson'schen Theorie entsprechendes Aussehen darboten (131), nur wenige, die sich der Theorie entgegengesetzt verhielten (18) (in vier Jahren fehlten solche Flecke gänzlich), während 36 ein indifferentes Aussehen darboten. Die

[1]) Rendiconti Reale Accademia dei Lincei 1897. [5] 6. (1). p. 202.

überwiegend grösste Zahl der Flecke zeigt somit ein Verhalten, das der Perspektive einer Vertiefung entspricht.

Dazu kommt noch, dass die Zahl der Fälle nicht unwesentlich ist, in denen der Hof in den dem Sonnenrande sehr nahen Flecken an einer Seite vollständig fehlte, ganz in Übereinstimmung mit der perspektivischen Wirkung. Unter den 185 regelmässigen Flecken zeigten 23 ein solches Fehlen des Hofes an der dem Rande abgekehrten Seite und nur einer ein entgegengesetztes Verhalten, doch war bei diesem der Hof beiderseits auf ein Minimum reduziert. Dieses Verhalten dürfte kaum ein zufälliges sein, und aus ihm kann in Übereinstimmung mit dem frühern Ergebnisse der Schluss gezogen werden: »die Flecke zeigten sehr nahe den Sonnenrändern eine Perspektive, wie wenn sie Vertiefungen wären.«

Beobachtet man den auf eine verschwindende Breite reduzierten Hof eines Fleckes, so kann man leicht die Tiefe seines Kernes berechnen; denn, wenn der äussere Umfang des Hofes mit dem Kerne verbunden die konische Neigung der Vertiefung giebt, so fällt in dem Falle, wo der Hof verschwindet, diese Neigung mit der Gesichtslinie des Beobachters zusammen, und ihre Neigung zum Sonnenradius ergiebt sich aus der heliozentrischen Breite. Aus dem Mittel der 23 Beobachtungen von Flecken mit einseitig verschwundenem Hofe berechnete Riccò die Tiefe der Flecke zu 16 % der Breite des Hofes, und wenn man diesen für einen grossen Fleck dem Erdradius (6366 *km*) gleich setzt, wird die Tiefe des Kernes ungefähr tausend Kilometer (1037 *km*). Es lässt sich aber wohl annehmen, dass man den Moment des Zusammenfallens der Gesichtslinie mit der Neigung des Hofes nicht genau beobachtet, und dass daher die Tiefe etwas kleiner sein muss.

Schliesslich führt Riccò zu Gunsten der Wilson'schen Theorie an, dass er, ebenso wie ältere Beobachter, eine deutliche Depression oder einen Einschnitt am Sonnenrande wahrgenommen, wenn grosse Flecken den Rand erreichten; ferner, dass Flecken vorkommen, in denen leuchtende Zungen, die von der Photosphäre ausgehen, den Hof und den Kern durchsetzen, was schwer begreiflich wäre, wenn die Flecken dunkle Wolken wären [1]).

Übrigens wird das Vorhandensein einer Depression oder eines Einschnittes am Sonnenrande, wenn ein Fleck im Rande selbst steht, von Spörer entschieden bestritten, jedenfalls ist diese Erscheinung so überaus selten, dass sie kaum zur Stütze der Wilson'schen Theorie dienen kann.

Sauerstoff in der Sonne. Zu den auf der Erde verbreitetsten chemischen Elementen, die man spektroskopisch auf der Sonne vergeblich gesucht hat, gehört der Sauerstoff. Zwar zeigt das Sonnenspektrum zahlreiche dunkle Linien, die dem Sauerstoffspektrum an-

---

1) Naturwissenschaftliche Rundschau 1897. Nr. 26.

gehören. Indessen haben die Beobachtungen von L. Becker, McClean, G. Müller u. a. erwiesen, dass diese Linien durch die Absorption des Sonnenlichtes in der Erdatmosphäre hervorgebracht werden. Namentlich hat noch Janssen bei seinen Beobachtungen auf dem Montblanc-Observatorium konstatiert, dass die Anzahl der Linienpaare des Sauerstoffbandes *B* mit zunehmender Höhe des Beobachtungsortes geringer wird, dass sie nahezu proportional ist dem Atmosphärendruck. Sodann hat Dunèr am Ost- und Westrande der Sonne keine Spur von Verdoppelungen der Sauerstofflinien bemerkt, obwohl solche eintreten müssten, da die eigentlichen Sonnenlinien wegen der Sonnenrotation gegen die tellurischen Linien sich verschieben.

Ebensowenig konnten bisher helle Linien im Sonnenspektrum gefunden werden, die dem Sauerstoff zuzuschreiben wären. Was vor 18 Jahren H. Draper für solche Linien hielt, war bei stärkerer Dispersion als helle Zwischenräume zwischen den Fraunhofer'schen Linien zu erkennen.

Unbestätigt ist ferner die Ansicht von A. Schuster (1877), dass vier Sauerstofflinien, die bei niedriger Temperatur auftreten, im Sonnenspektrum identifiziert werden können oder, besser gesagt, die vermuteten Koinzidenzen können als zufällig betrachtet werden, da an den betreffenden Spektralstellen mehrere Sonnenlinien in den Raum der breiten Sauerstofflinien fallen. Zwei dieser Linien glaubt Young im Chromosphärenspektrum der Sonne gefunden zu haben.

Ein ganz abweichendes Spektrum zeigt der Sauerstoff in Vakuumröhren. Nur ist in den brechbarern Regionen die Identifizierung der Sauerstofflinien mit Sonnenlinien wegen der grossen Anzahl der letztern ohne Beweiskraft. Dagegen fällt eine schon von Piazzi Smyth entdeckte Linie bei 777.5 $\mu\mu$ in eine sehr linienarme Region des Sonnenspektrums. C. Runge und F. Paschen haben neuerdings gefunden[1]), dass diese Linie dreifach ist; am kräftigsten von den drei Komponenten erscheint die brechbarste, am schwächsten die am wenigsten brechbare. In Higgs' photographischem Atlas des normalen Sonnenspektrums liegen zwischen 775 und 780 $\mu\mu$ nur acht Linien, von denen drei so gut wie vollständig mit dem Sauerstoffdrillinge zusammenfallen und auch in bezug auf die Intensität mit dessen Komponenten übereinstimmen.

	Sauerstoff (Vakuumröhre)	Mittl. Fehler	Higgs' norm. Sonnenspektrum
a)	777.226 $\mu\mu$	0.007 $\mu\mu$	777.220 $\mu\mu$
b)	777.430	0.015	777.443
c)	777.597		777.562

Die Wellenlängen von b) und c) sind weniger genau, weil die Linien für starke Dispersion zu schwach waren, und deshalb mit geringer Dispersion die Mitte zwischen a) und b) gemessen wurde.

[1]) Astrophysical Journal 1896. 4. p. 317.

Diese liegt bei 777.513 und in der Sonne bei 777.502, der Unterschied ist analog, wenn auch etwas grösser wie bei der Komponente a). Im Sonnenspektrum sind sodann die nächsten Linien bei 776.1 und 778.1 gelegen; jene Koinzidenz der Sauerstofflinien ist also sehr auffällig. Ein Zufall wird daher als recht unwahrscheinlich betrachtet werden können.

Zu beweisen wäre aber noch, dass die Linien im Spektrum der Erdatmosphäre nicht vorkommen. Nun hat F. McClean das Aussehen der drei Linien auf seinen photographischen Aufnahmen des Sonnenspektrums bei hohem und tiefem Sonnenstande verglichen. Es scheint aber keine Abhängigkeit von der Höhe der Sonne über dem Horizonte zu existieren, während bekanntlich die tellurischen Linien sich stark verändern mit wechselndem Zenithabstande der Sonne.

»Es bleibt aber noch ein Zweifel übrig. Die drei Linien könnten ihren Ursprung in den obersten Schichten unserer Atmosphäre haben, deren Spektrum ganz wohl abweichen kann von dem der untern Schichten. In diesem Falle würde ein hoher oder niedriger Stand der Sonne keinen grossen Unterschied in der Dicke der von den Strahlen durchlaufenen Schichten ausmachen. Ein sicherer Beweis für einen wirklichen solaren Ursprung der drei Linien ist nur durch die Bestimmung ihrer Verschiebungen am Ost- und Westrande der Sonne zu erbringen.« Die Verfasser sprechen die Hoffnung aus, dass ein mit genügenden instrumentellen Hilfsmitteln ausgerüsteter Beobachter es unternehme, diese Frage zu entscheiden.

Versuche zum Nachweis einer elektrodynamischen Strahlung der Sonne haben J. Wilsing und J. Scheiner angestellt[1]). Es wurden dabei statt des Bolometers oder der Thermosäule die Widerstandsänderung loser Kontakte benutzt, deren grosse Empfindlichkeit gegen elektrische Schwingungen früher nachgewiesen war. Der Apparat bestand aus einem mehrere Millimeter dicken und einige Centimeter langen Stahldrahte, der, lose über zwei ähnliche Stahldrähte gelegt, den Stromkreis schloss; der Widerstand an den Berührungsstellen, welcher meist mehrere Tausend Ohm betrug, wurde durch die Schwingungen vermindert, und zwar genügte die Energie der Oszillationen, welche durch den Entladungsfunken eines kleinen, nur 10 *cm* langen Induktoriums zwischen zwei Metallkugeln von 3 *mm* Durchmesser erregt werden, um den Widerstand auf wenige Ohm herabzudrücken. Nach Ablauf der Schwingungen erweist sich bekanntlich die Widerstandsverminderung als eine dauernde und wird erst durch eine kleine Erschütterung der Drähte beseitigt. Nicht nur die grosse Empfindlichkeit dieser Methode, sondern auch eine noch nicht bekannte Beziehung zwischen der Energie der

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3386.

Schwingungen und dem Betrage der Widerstandsverminderung waren für die Wahl dieser Methode bestimmend.

Eine wesentliche Bedingung bei diesen Messungen, die sonst ähnlich wie die bolometrischen und thermoelektrischen ausgeführt werden konnten, war noch zu erfüllen, nämlich die Sonderung der unbekannten Strahlen von den Wärme- und Lichtstrahlen der Sonne, die den Widerstand gleichfalls beeinflussen und mechanische Änderungen der Drähte hervorrufen, die sehr störend wirken mussten. Zur Abhaltung der Licht- und Wärmestrahlen wurde ein Blatt mattschwarzes Papier benutzt, welches vom Heliostaten keine Wirkung auf eine sehr empfindliche Thermosäule gelangen liess, somit eine nahezu vollkommene Absorption der Wärmestrahlen veranlasste, während die elektrodynamischen Strahlen durch dasselbe hindurchgingen.

Die Versuchsreihen, welche an acht verschiedenen Tagen angestellt wurden, zeigten jedoch, dass sich das Vorhandensein einer Sonnenstrahlung, welche den Papierschirm zu durchdringen vermochte, nicht erkennen liess. »Hieraus folgt als positives Ergebnis, dass die Energie der elektrodynamischen Sonnenstrahlung an der Oberfläche der Erde nicht mit der Energie der Schwingungen verglichen werden kann, welche durch den Übergang des Funkens in den kleinen, von der Brücke mehrere Meter entfernten Metallkugeln erzeugt wurden. Doch möge daran erinnert werden, dass dieser Schluss nur für denjenigen Teil der Strahlung gilt, welcher die Atmosphäre durchdringen kann; über die Energie der Strahlung im Weltenraume vermögen diese Versuche nichts auszusagen.«

Die totale Sonnenfinsternis vom 9. August 1896 ist von G. Deslandres auf der Insel Yezo beobachtet worden[1]. Es konnten infolge von Bewölkung nur einige Reihen von Momentphotographien erhalten werden. Diese Bilder zeigen einen am innern Rande verschwommenen Coronaring, der mehr als einen Sonnenhalbmesser breit ist und aussen fast keine charakteristische Strahlen aussendet; man bemerkt nur undeutliche Fortsätze in den Richtungen NW, NO und SW. Sehr gut zeigen die Bilder die allgemeine Verteilung des Lichtes in der Corona; man bemerkt an den Polen und besonders am Nordpole die deutliche Abnahme des Lichtes, welche von den Engländern als Spalt (rift) bezeichnet wird. In dieser Beziehung unterscheidet sich die Corona von der des Jahres 1893, welche einem Fleckenmaximum entsprach, während 1896 die Flecken schon bedeutend abgenommen hatten. Berücksichtigt man frühere Erscheinungen der Corona, so findet man in der Phase der abnehmenden Flecke gleichfalls diesen breiten Spalt, und zwar ist er um so breiter, je weiter die Beobachtungszeit vom Fleckenmaximum entfernt ist; dies zeigten deutlich die Coronen von 1886, 1875 und 1851.

---

[1]) Compt. rend. **123.** p. 978.

»Die Finsternis von 1896 bestätigt somit ein bereits durch die frühern Finsternisse in gewissem Grade angedeutetes Gesetz, nach welchem die periodischen Änderungen der Flecke, welchen die Protuberanzen folgen, sich auch auf die Corona erstrecken und somit auf die ganze Sonnenatmosphäre.«

Planeten.

Planetoidenentdeckungen 1896. Nach der Zusammenstellung von Paul Lehmann [1]) sind folgende Planeten aus der Gruppe zwischen Mars und Jupiter 1896 entdeckt worden:

(409)	CE	1895 Dezember	9	von	Charlois,	Nizza
(410)	CH	1896 Januar	7	»	»	»
(411)	CJ	» »	7	»	»	»
(412)	Elisabetha	» »	7	»	Wolf,	Heidelberg
(413)	Edburga	» »	7	»	»	»
(414)	CN	» »	16	»	Charlois,	Nizza
(415)	CO	» Februar	7	»	Wolf,	Heidelberg.
(416)	CS	» Mai	4	»	Charlois,	Nizza
(417)	CT	» »	6	»	Wolf,	Heidelberg
(418)	CV	» September	3	»	»	»
(419)	CW	» »	3	»	»	»
(420)	Bertholda	» »	3	»	»	»
(421)	Zähringia	» »	3	»	»	»
(422)	DA	» Oktober	8	»	Witt,	Berlin
(423)	DB	» Dezember	7	»	Charlois,	Nizza.

Ausserdem wurden noch als vermutlich neue aufgefunden die Planeten CP, CQ, CR, CU, CX, DC, DD, DE und DF, von denen jedoch die fünf erstgenannten nur je ein- oder zweimal beobachtet sind. Unter den bis dahin nur mit Nummern und Buchstaben bezeichneten Planeten sind folgende Benennungen zu verzeichnen: (314) Rosalia, (316) Goberta, (318) Magdalena, (319) Leona, (321) Florentina, (324) Bamberga, (330) Adalberta (331) Etheridgea, (336) Lacadiera, (337) Devosa, (338) Budrosa, (340) Eduarda, (341) California, (342) Endymion, (343) Ostara, (344) Desiderata, (345) Tercidina, (346) Hermentaria, (347) Pariana, (351) Yrsa, (352) Gisela, (385) Ilmatar und (391) Ingeborg.

Die Hauptelemente, welche für die Bahnen der neuen Planeten ermittelt wurden, lauten:

	Ω	i	φ	a	Berechner
(409)	242°35.8′	11°14.4′	4° 0.3′	2.58	Kromm
(410)	96 24.9	9 32.9	12 30.1	2.83	Berberich
(411)	108 7.9	19 26.4	13 36.6	2.89	»
(412)	106 42.6	13 51.8	2 9.7	2.76	»
(413)	105 2.2	18 31.6	18 48.0	2.55	»
(414)	113 58.6	10 11.4	9 22.4	3.55	»
(415)	126 0.7	7 1.3	15 52.0	2.70	»
(416)	58 17.5	13 4.3	12 34.8	2.81	Charlois

[1]) Vierteljahrsschrift der Astron. Gesellschaft. **32.** p. 53.

	☊	i	φ	a	Berechner
(417)	199 48.6	6 31.8	7 26.2	2.80	Berberich
(418)	248 59 9	6 48.5	7 1.3	2.60	»
(419)	230 9.3	3 58.0	15 28 5	2.61	Arndt
(420)	246 59.9	6 39.8	2 24.0	3.41	Berberich
(421)	187 53 9	7 53.1	17 24.3	2.56	»
(422)	8 43.0	4 57.2	12 17.3	2.22	»
(423)	70 12.6	11 16.4	2 32.6	3.06	»

Es zeichnen sich hiernach aus

1. durch zeitweise grosse Annäherung an die Erde

(413)	mit $\Delta = 0.83$	zur Oppositionszeit	September	17
(415)	» $\Delta = 0.99$	» »	Dezember	5
(419)	» $\Delta = 0.90$	» »	Juni	19
(421)	» $\Delta = 0.81$	» »	Oktober	27
(422)	» $\Delta = 0.74$	» »	September	5

2. durch zeitweise grosse Annäherung an Jupiter

(411) mit $\Delta_0 = 1.74$
(414) » $\Delta_0 = 1.60$
(420) » $\Delta_0 = 1.74$

wo Δ_0 die kleinste Entfernung vom Jupiter, welche der Planet in seinem Aphel erreichen kann, bedeutet.

Von Ähnlichkeiten der Bahnelemente führt Verf. folgende als die bemerkenswertern an:

	☊	i	φ	a
(417)	☊ = 199°.8	i = 6°.5	φ = 7°.4	a = 2.80
(74)	197 .7	4 .0	13 .7	2.78
(419)	☊ = 230 .2	i = 4 .0	φ = 15 .5	a = 2.61
(310)	230 .6	3 .1	6 .7	2.76
(422)	☊ = 8 .7	i = 5 .0	φ = 12 .3	a = 2.22
(298)	8 .1	6 .3	5 .5	2.26
(302)	7 .9	3 .4	6 .6	2.42

Merkur. Auf der Manora-Sternwarte ist der Planet Merkur von L. Brenner 1896 anhaltend beobachtet worden[1]). Es gelang dem Beobachter nicht, die dunkle Seite des Planeten zu erkennen, dagegen sah er auf der Merkurscheibe sehr deutliche Flecke. Am 8. August bot sich ihm eine treffliche Gelegenheit, Merkur und Venus miteinander zu vergleichen, da beide im gleichen Gesichtsfelde (bei 98facher Vergrösserung) erschienen. Merkur war im Durchmesser halb so gross als Venus, bleifarbig und sehr blass. Venus dagegen goldgelb und blendend hell. Die Bleifarbe schien Brenner aber nur durch Kontrast hervorgerufen zu sein, denn wenn Merkur allein im Gesichtsfelde steht und stärkere Vergrösserungen angewendet werden, so erscheint seine Farbe crêmeartig. »Die dunkeln Flecke gleichen schwachen, zarten Schatten, die kein Auge auffassen kann, das nicht auch auf der Venus die Flecke mit Sicherheit sieht. Die hellen Flecke sind ebenfalls nur geringe Helligkeitsabstufungen, doch jene an den Polen heller.« L. Brenner giebt eine Anzahl von Zeichnungen der Merkuroberfläche und prüft dieselben in bezug auf

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3387.

Rotation des Planeten. Er sagt: »Auf den ersten Blick bereits müssen zwei Umstände denjenigen stutzig machen, der (gleich mir selbst) die Schiaparelli'sche Rotationsbestimmung für sicher gehalten hat: die Veränderung der Flecke und das unzweifelhafte Vorhandensein von Polarflecken. Beides schliesst eine Rotation von 88 Tagen aus. Die Polarflecke des Merkur waren, wie oben erwähnt, eine sehr augenfällige und unzweifelhafte Erscheinung, die auch von Wonaszek sofort und ohne Schwierigkeit wahrgenommen wurde. Was die Veränderung der Flecke betrifft, so ist dieselbe in jenen Zeichnungen, welche am gleichen Tage aufgenommen wurden, eine ganz unzweifelhafte; aber auch die übrigen Zeichnungen weisen derartige Veränderungen auf, dass dieselben sich weder durch »Verzeichnen«, noch durch »Verkennen« erklären lassen, sondern nur durch wirkliche Veränderung infolge rascher Rotation.«

Einige Zeichnungen zeigen Ähnlichkeit mit Schiaparelli's Merkurkarte von 1890, und Brenner sagt: »Diese Ähnlichkeiten beweisen, dass es dieselben permanenten Flecke sind, welche wir beide gesehen haben, und die sonstigen Abweichungen erklären sich ganz natürlich daraus, dass meine Zeichnungen Momentaufnahmen sind, während die Schiaparelli'sche Karte aus einer Menge Zeichnungen zusammengestellt ist und seine Gesamtbeobachtungen vorstellt. Wie es trotzdem möglich ist, dass Professor Schiaparelli und ich in den Schlüssen aus unsern Beobachtungen nicht übereinstimmen, kann ich deshalb nicht erklären, weil ich eben nur jene Karte, nicht aber die einzelnen Zeichnungen des Mailänder Astronomen kenne, folglich nicht zu beurteilen vermag, ob jene Schlüsse mehr Berechtigung haben als jene, die sich mir aus meinen Beobachtungen aufdrängen.«

Aus Vergleich seiner einzelnen Zeichnungen schliesst Brenner auf eine Rotation des Merkur von 33—35 Stunden Dauer. »Allerdings,« bemerkt er, »darf dabei nicht übersehen werden, dass es durchaus nicht sicher ist, dass die verglichenen Zeichnungen auch wirklich dieselben Flecke enthalten, da eine Ähnlichkeit derselben hier ebenso täuschen könnte, wie sie verschiedene Beobachter bei der Venus getäuscht hat. Wenn es also auch wahrscheinlich ist, dass die Rotation des Merkur in ungefähr 33—35 Stunden erfolgt, so kann eine genauere Bestimmung doch erst nach weitern Beobachtungen erfolgen. So viel aber halte ich für sicher, dass eine Rotation von ungefähr drei Monaten ganz und gar ausgeschlossen ist. Dagegen sprechen die an einzelnen Tagen zweifellos festgestellten Vorwärtsbewegungen der Flecke, das verschiedenartige Aussehen des Planeten zu verschiedenen Zeiten, die unzweifelhaften Polarflecke, sowie der Umstand, dass auch die von Prof. Schiaparelli gesehenen Flecke nicht immer die auf seiner Karte angegebenen Stellungen einnehmen, sondern oft ganz entgegengesetzte.«

Venus. In den Monaten Februar und März 1897 hat Dr. E. Fontseré zu Barcelona an einem vierzölligen Refraktor die

Venus beobachtet und Zeichnungen von Flecken auf ihrer Oberfläche entworfen[1]). Die Luft war fast immer sehr günstig, und die Sichtbarkeitsbedingungen waren vortrefflich. Die Beobachtungen geschahen bei Tage meist an 150facher Vergrösserung, oft war auch die 100fache Vergrösserung besser, ein Okular mit 300facher Vergrösserung wurde nur abends und bisweilen mit wenig Erfolg angewandt. Der Planet wurde anhaltend zu jeder Stunde des Tages beobachtet. Die besten Bilder der Venus erhielt der Beobachter in der Zeit zwischen der Quadratur und dem grössten Glanze des Planeten und glaubt, dass dies durch Zustände auf dem Planeten selbst bedingt sei, da die andern Gestirne nach jener Zeit sich nicht schlechter darstellten. Die Farbe der Venus war im allgemeinen gelb und etwas grünlich, die hellsten Regionen der Scheibe erschienen am wenigsten gefärbt und selbst weiss. Die Pole des Planeten, obgleich stets glänzend, boten nichts dar, was mit den Marspolen verglichen werden könnte. Das südliche Horn der Sichel erschien sehr scharf, und seine hellste Stelle war durch einen dunkeln Streifen von der Lichtgrenze getrennt. Häufig zeigten sich helle Hervorragungen am Rande der Venusscheibe, so besonders am 13. Januar, am 8., 10., 13. und 16. Februar. Besondere Aufmerksamkeit wurde den dunkeln Flecken zugewandt, und unter diesen ist vor allen ein solcher hervorzuheben, der in beinahe sämtlichen Beobachtungen erscheint und nahe dem Südpole an der Lichtgrenze endigte. Diese letztere erschien in der Nähe heller Flecke konvex und in der Nähe dunkler konkav. Die meisten dieser Deformationen, ebenso wie die hellen Punkte auf dem Rande, scheinen durch Irradiation verursacht zu sein. Nach allen Zeichnungen ist zu schliessen, dass Venus während der Beobachtungszeit der Sonne stets die nämliche Seite zugewandt hat. Ihre Rotationsaxe scheint senkrecht zu ihrer Bahnebene zu stehen. Unter diesen Umständen können die hellen Polarflecke nicht ausschliesslich Schneeflecke sein. Bezüglich der Atmosphäre der Venus bemerkt der Beobachter, dass sie merklich die Sichtbarkeit der Oberfläche dieses Planeten beeinflusst, und dass in ihr oft weisse Wolken schwimmen.

P. Lowell hat der Königl. Astr. Ges. in London eine Mitteilung über seine Beobachtungen der Venus zugesandt, die sehr eigentümlich ist[2]). Sie bezieht sich auf seine Beobachtungen in den Monaten August, September und Oktober 1896, aus denen er den Schluss zieht, dass der Planet Venus in der gleichen Zeit um seine Axe rotiert, welche er bedarf, um einen Umlauf um die Sonne auszuführen. Hiernach wendet also Venus der Sonne stets dieselbe Seite zu, wie zuerst Schiaparelli behauptet hat. Die wahrgenommenen Flecke hat Lowell zu einer Karte der Venusscheibe zusammengestellt, in welcher der Nullpunkt der Längengrade demjenigen Meridian

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3430.
[2]) Monthly Notices. 57. Nr. 3. p. 148.

entspricht, welcher von der Sonne gesehen mitten auf der Scheibe steht, wenn Venus im Perihel oder Aphel sich befindet. Die Rotationsaxe der Venus steht nach Lowell's Beobachtungen senkrecht zur Bahnebene, so dass die Sonne also stets über dem Äquator der Venus verweilt. Die von Lowell gesehenen Flecke auf der Scheibe dieses Planeten sind lang und schmal, streifenförmig, ähnlich denen des Mars, aber von einem Aussehen, wie man es von natürlichen Gebilden erwarten kann. Sie sind nicht nur permanent, sondern stets sichtbar, sobald die Luft gut genug ist, um nicht das Detail der Scheibe zu verwischen. Augenscheinlich sind sie daher nicht wolkenartiger Natur, indessen erscheint die ganze Scheibe des Planeten mit allen hellen und dunklen Teilen, nach Lowell's Ausdruck wie erhellt durch eine leuchtende Atmosphäre. Verglichen mit Merkur oder dem Monde ist das Aussehen der Venus so, als offenbare sich dabei das Vorhandensein einer sehr substantiellen Atmosphäre. Messungen des Polar- und Äquatorialdurchmessers bestätigen dies, indem sie im Vergleiche mit Merkur einen sichtbaren Dämmerungsbogen erkennen lassen. Eine bestimmte, von der glänzenden allgemeinen Färbung abweichende Farbe einzelner Teile des Planeten ist nicht zu erkennen. Die Flecke erscheinen strohfarbig, grau und sind vollkommen bestimmt und unverkennbar, so dass sie einen sichern Schluss auf die Rotationsdauer gestatten. Eine deutliche Spur von Polarflecken ist nicht wahrzunehmen, nur einmal sah Lowell etwas ähnliches, doch könnte diese Wahrnehmung auch vollkommen erklärt werden durch die Annahme einer etwas grössern Helligkeit der Oberfläche an jenen Stellen. Die Oberfläche der Venus erscheint gewissermassen tot, wie anscheinend diejenige unseres Mondes. Die Karte der Venus, welche Lowell komponiert hat, ist seiner Abhandlung beigefügt. Der östliche Teil der Scheibe ist von Flecken frei, offenbar weil er der Nachtseite des Planeten angehört.

Lowell hat den einzelnen Flecken Namen gegeben, und zwar folgende:

a) Eros	i) Aeneas regio	q) Somnus regio
b) Psyche regio	j) Anteros regio	r) Cytherea regio
c) Hermione regio	k) Adonis regio	s) Cyprus regio
d) Ashtoreth regio	l) Dione regio	t) Pothos
e) Ashera	m) Paris regio	u) Bilit
f) Anchsies regio	n) Hymenaeus regio	v) Astarte regio
g) Hero regio	o) Hephaestos regio	w) Libentina regio
h) Aphrodite regio	p) Istar	

Die Ergebnisse dieser Beobachtungen der Venus durch Lowell sind sehr unerwartet. Was die Rotationsdauer anbelangt, so stimmen sie, wie schon bemerkt, mit den Wahrnehmungen Schiaparelli's und denjenigen, die auf der Sternwarte zu Nizza gemacht wurden, überein, allein sie sind völlig unvereinbar mit denjenigen Brenner's auf Lussinpiccolo.

L. Brenner ist deshalb den Ausführungen Lowell's entschieden entgegengetreten. Er macht auf zwei Zeichnungen der Venus aufmerksam, von denen die eine von Stuyvaert am 4. März 1892 auf der Brüsseler Sternwarte, die andere von Villinger am 31. Mai 1896 auf der Münchener Sternwarte erhalten wurde[1]). Die in beiden dargestellten dunklen Flecke sind so gut als völlig identisch, was sich mit einer Rotationsdauer von 224.7 Tagen nicht vereinigen lässt. Dazu kommt, dass eine zweite Zeichnung von Villinger, welche $5^1/_2$ Stunden später ausgeführt wurde, eine vollständige Änderung der Flecken erkennen lässt. Brenner findet aus der Zeichnung von Stuyvaert, verglichen mit derjenigen Villinger's unter der Annahme, dass zwischen beiden 1552 volle Rotationen stattgefunden, für die Dauer einer Umdrehung der Venus, $23^h\ 57^m\ 36.4^s$, was so gut wie völlig mit seiner frühern Angabe von $23^h\ 57^m\ 36.2^s$, die auf 14 eigenen Zeichnungen beruht, übereinstimmt. Um so merkwürdiger erschienen ihm die völlig abweichenden Ergebnisse, zu denen P. Lowell über die Venusrotation gelangt ist, und er sucht die Ursache hiervon zu ergründen. Zunächst weist Brenner darauf hin, dass ein jeder erfahrene Venusbesucher weiss, dass die Flecke auf der Scheibe dieses Planeten so matt und fein sind, dass die grösste Aufmerksamkeit und die beste Luft erforderlich ist, um sie wahrzunehmen, während Lowell behauptet, dass die Venusflecke so deutlich seien wie die Flecke im Monde, und ihre Umrisse sich allenthalben scharf darstellten. Brenner macht darauf aufmerksam, dass Lowell auf dem Gebiete der Venusbeobachtung keine Erfahrung besitze, wie schon der Umstand beweise, dass er bei diesen Beobachtungen seinen 24zölligen Refraktor mit voller Öffnung und einem Kometensucher-Okular von 140facher Vergrösserung ohne Blendglas benütze. Alle frühern Beobachter der Venus haben ihre Objektive abgeblendet, da es bei diesem Planeten ja nicht an Licht fehlt, und gerade bei zu grosser Lichtstärke sehr schwache Flecke verschwinden. Lowell begann seine Beobachtungen am 24. August 1896, zu einer Zeit, als Venus 10.2″ gross erschien und in $+ 7^0$ Dekl. stand. Seine letzten Beobachtungen sind vom 9. November, bei einem Stande der Venus in $- 24^1/_2{}^0$ Dekl. und 12.7″ Durchmesser derselben. Welchen Wert, fragt Brenner, können Zeichnungen beanspruchen, die unter so ungünstigen Verhältnissen erhalten wurden? Man versuche nur eine Vergrösserung von 140fach an einer Planetenscheibe von 10″—12″, die in 30^0 Höhe über dem Horizont kulminiert. Dazu kommt, dass Venus überhaupt ein schwieriges Objekt bei geringer Höhe über dem Horizonte ist, wegen der Unruhe der Luft in den untern Schichten unserer Atmosphäre. Beachtet man endlich, dass die Anwendbarkeit sehr grosser Teleskope infolge der Luftverhältnisse nur an wenigen Tagen im Jahre möglich ist, so darf man allerdings fragen, an wieviel Tagen vom 24. August bis

[1]) Journal of the British Astron. Association. 7. Nr. 5. p. 280.

9. November in Flagstaff der 24-Zöller ruhige Bilder gab! Alle diese Umstände zusammen führen Brenner zu der Überzeugung, dass Venus zu Flagstaff unter den denkbar ungünstigsten Verhältnissen beobachtet wurde, und dass die Schlüsse, die Lowell aus seinen Beobachtungen über die Venusoberfläche zieht, völlig unbegründet sind. »Lowell,« sagt er, »wurde ein Opfer seines Teleskops und seiner Beobachtungsmethode der Venus. Wahrscheinlich sind seine Kanäle nichts anderes als Linien der Luftwallungen, welche sich auf der Venusscheibe kreuzen, wie ich sie auch sehe, wenn die Bilder unruhig sind, vor allem bei niedrigem Stande der Venus.« Leider hat Brenner während der Zeit, als Lowell beobachtete, die Venus nicht beobachtet, da dieser ihm den Beginn seiner Beobachtungen anzuzeigen versprochen, diese Anzeige aber unterlassen hatte. Als dann später die erste Nachricht über Lowell's Beobachtungen veröffentlicht wurden, war es zu spät, da der Planet mittlerweile zu tief am Horizonte stand.

Die Kritik, welche Brenner an den Lowell'schen Beobachtungen übt, ist eine strenge, man kann aber kaum sagen, dass sie zu hart sei. In der That muss jeder, welcher Venus längere Zeit beobachtet hat und also weiss, wie sich dieser Planet teleskopisch darstellt, darüber erstaunen, dass Lowell die damals kleine Scheibe mit schwacher Vergrösserung und bei niedrigem Stande an einem 24-Zöller ohne Abblendung und ohne Blendglas beobachtet. Wenn man die Venus selbst bei guter Luft betrachtet, so glaubt man oft genug, matte Flecke und dergleichen zu sehen. Bleibt man aber länger am Fernrohre, so kommt man nach und nach zu der Überzeugung, dass die Eindrücke nur subjektiv sind, und in Wahrheit nichts Bestimmtes zu sehen ist. Wirkliche Flecke, wie sie Brenner gesehen, sind sicherlich höchst zarte Objekte, die klare, stille Luft verlangen. Am 24. April kam Brenner, wie er schreibt, zu der sichern Überzeugung, dass Lowell nur Luftwellen zeichnete, indem während einer fünfstündigen Beobachtung eine halbe Stunde hindurch wallende Luft eintrat, und während dieser Zeit die Venusscheibe thatsächlich den Lowell'schen Zeichnungen ähnlich sah, während vorher und nachher, bei völlig ruhigem Bilde, die gewöhnlichen verschwommenen breiten Schatten zu sehen waren, die auf den Zeichnungen von Schiaparelli, Cerulli, William, Niesten und Brenner selbst zu sehen sind. Schliesslich kann für den subjektiven Ursprung der von Lowell gezeichneten Venusflecke angeführt werden, dass seine Zeichnungen der Merkuroberfläche ganz ähnliche Konturen zeigen, so dass man die beiden Planeten in den Zeichnungen Lowell's nicht voneinander unterscheiden kann, wenn man die Namen verdeckt. Eine solche Übereinstimmung im Charakter der Streifen auf den Oberflächen beider Planeten ist an und für sich nicht wahrscheinlich, wohl aber kann man solche erwarten, wenn die Streifen durch Luftwallungen hervorgebracht worden sind.

Durchmesser und Abplattung des Mars sind von Prof. Schur im Dezember 1896 mit dem Heliometer der Göttinger Sternwarte mit grosser Genauigkeit bestimmt worden[1]). Das Mittel aus den Messungen in vier Nächten giebt reduziert auf die mittlere Entfernung der Erde von der Sonne den Äquatorialdurchmesser des Mars zu 9.53″, den Polardurchmesser zu 9.32″. Nach Prof. Schur's Meinung sind diese Messungen frei von störenden Einflüssen, und daher sei eine Abplattung des Mars von nahe $^1/_{47}$ unzweifelhaft.

Die Oberfläche des Mars. M. Perrotin hat die Ergebnisse seiner mehrjährigen Beobachtungen des Mars der Pariser Akademie der Wissenschaften mitgeteilt. Er beschränkt sich dabei auf diejenigen Thatsachen, die als zweifellos erwiesen gelten können, ohne sich auf eine nähere Deutung der Erscheinungen einzulassen.

In bezug auf die Färbung und das allgemeine Aussehen des Mars kann man vier bestimmte Zonen der Oberfläche dieses Planeten unterscheiden, von denen zwei der nördlichen und zwei der südlichen Hemisphäre angehören. Die eine nördliche Zone erstreckt sich von den äquatorialen Regionen bis zu 60° oder 80° Breite rings um die ganze nördliche Hemisphäre, und in ihr befinden sich die meisten jener merkwürdigen Kanäle, welche die Aufmerksamkeit der ganzen astronomischen Welt erregt haben. Dieser Teil des Planeten ist es auch, der durch seine Färbung den Mars schon dem blossen Auge als rötlichen Stern erscheinen lässt. Die zweite Zone, südlich vom Marsäquator, ist 40—45° breit, und in ihr liegen die meisten sogenannten Meere. Sie erscheint in hellgrauer bis dunkelgrauer, örtlich bisweilen schwärzlicher Farbe. Die wenigen hier vorkommenden Kontinente werden nicht von Kanälen durchschnitten und erscheinen weniger rot, dagegen heller und weisser als die Kontinente der nördlichen Hälfte in der Region der Kanäle Die dritte und vierte Zone umfassen Kontinente von weisser Farbe, die gegen die Meere hin mehr grau erscheinen, und sie gehen gegen die Pole hin beide in die eisbedeckten Polargegenden über. In den vier Zonen werden unter gleichen Verhältnissen die einzelnen Details nicht mit gleicher Deutlichkeit gesehen. Die Kanäle erscheinen nur scharf auf der Mitte der Marsscheibe in nord-südlicher Richtung, während diejenigen, welche in der Richtung der Parallelkreise verlaufen, weniger deutlich gesehen werden. Die Seen können auch gegen den Rand der Scheibe hin noch gut gesehen werden, und in der dritten und vierten Zone können die einzelnen Details noch weiter gegen den Rand der Scheibe hin verhältnismässig gut unterschieden werden. Mit Ausnahme der den Jahreszeiten folgenden Veränderungen, welche hauptsächlich die Eisregionen betreffen, bleibt die Oberfläche des Mars in ihren allgemeinen Zügen unverändert. Periodische Änderungen zeigen sich nur in der Zone der Kanäle

---

[1]) Monthly Notices. 57. Nr. 3. p. 150.

und der Seen. Nach Perrotin's Beobachtungen sind es hauptsächlich die Region Libyen und der Sonnensee (Lacus solis) nebst ihren Umgebungen, welche den Schauplatz grösserer Veränderungen bilden. Die bisweilen an den Kanälen auftretenden Veränderungen scheinen dem Beobachter nicht jenen regelmässigen Charakter zu besitzen, der ihnen von andern (womit wahrscheinlich P. Lowell gemeint ist) zugeschrieben werde. Die auf der nördlichen Hemisphäre liegende Region Elysium, welche rings von Kanälen umschlossen wird, machte auf Perrotin stets den Eindruck, als rage sie plateauförmig über die Umgebung empor. Da man im Fernrohre natürlich nur ein völlig ebenes Bild vor sich hat, so handelt es sich bloss um einen individuellen Eindruck aus einer Kontrasterscheinung, doch meint Perrotin, dass ihr irgend etwas Wirkliches und nicht bloss Scheinbares zu grunde liege. Professor Schiaparelli hat seine Beobachtungen während der Erdnähe des Mars 1883 — 1884 veröffentlicht. Die südliche Halbkugel des Mars hatte am 26. Oktober 1881 Frühlingsanfang und am 13. Mai Sommersanfang, die nördliche Herbstanfang und Winteranfang. Infolge der Neigung der Marsaxe konnte die nördliche Hemisphäre des Mars bis hoch gegen den Pol hinauf beobachtet werden, doch war leider in Mailand die Witterung nur selten sehr günstig. Von 31 im Winter 1881—1882 beobachteten Verdoppelungen von Kanälen konnten nur 18 wiedergesehen werden, daneben wurden aber sieben neue Verdoppelungen entdeckt. Bei guter Luft zeigten sich die Linien der einfachen und doppelten Kanäle bisweilen so zahlreich, dass sie wie ein unentwirrbares Netz auf der Marsoberfläche erschienen, und die Identifizierung äusserst schwer war. Die von Professor Schiaparelli ausgeführten Zeichnungen gewähren einen wunderbaren Anblick; der Beschauer steht vor diesen langen, schmalen, einfachen und doppelten Linien, die sich in allen Richtungen über die Scheibe des Planeten ziehen, wie vor ebenso vielen Rätseln, und nur so viel wird ihm klar, dass die sichere Ergründung des Wesens dieser Liniensysteme unsern geistigen Blick unermesslich erweitern wird. Die Meinung der kompetenten Beobachter — auch Schiaparelli's — neigt sich mehr und mehr dahin, die Sichtbarkeit der Kanäle mit Vegetationsvorgängen in Verbindung zu bringen. Natürlich bildet das Wasser in den Kanälen die Grundbedingung für solche Vegetation. Damit ist aber die Hauptschwierigkeit des Problems nicht gelöst, nämlich die Frage: wie es kommt, dass die Kanäle meist mit fast geometrischer Regelmässigkeit über weite Strecken sich hinziehen, dass sie stets in kleine Seen ein- und ausmünden und solche auf dem kürzesten Wege miteinander verbinden, kurz, dass sie eine zweckmässige Anordnung verraten. Die Oberfläche unserer Erde oder des Mondes zeigt von solcher keine Spur, und niemand würde sie irgendwo auf einem Planeten erwartet haben. Daher schloss Lowell aus seinen Beobachtungen, dass die Marskanäle durch intelligente Wesen künstlich hergestellt seien, zu dem Zwecke, das bei der jährlichen Schnee-

schmelze abfliessende Wasser nützlich zu verwenden, eine Hypothese, die unseres Erachtens bis jetzt noch durch keine bessere ersetzt worden ist.

L. Brenner hat seine Marsbeobachtungen gelegentlich der letzten Opposition, am 14. April 1896 begonnen, war aber durch ungünstige Witterung und andere Verhältnisse in den Beobachtungen beschränkt. Im ganzen hat er 126 Kanäle gesehen, darunter 31 neue, 13 Lowell'sche und 82, die schon Schiaparelli entdeckt hat. Er teilt hierüber Ausführlicheres mit [1]), und entnehmen wir diesen Mitteilungen folgendes:

»Merkwürdig ist der Umstand, dass ich selbst bei der schärfsten Definition, wenn oft 30 Kanäle auf einmal deutlich sichtbar sind, keine Verdoppelungen zu erkennen vermag. (Ich vermutete solche nur einmal bei Euphrat und Arsanias). Jene Kanäle, welche von Beobachtern, die sonst nur wenige Kanäle zu erkennen im stande sind, als »doppelt« bezeichnet wurden, sehe ich sehr breit, aber durchaus nicht doppelt.

Seen. Ausser den Schiaparelli'schen sah ich noch die Lowellschen: Aponi fons, Aquae Calidae, Bandusiae fons, Biblis fons, Ferentinae Lacus, Labeatis Lacus, Lucrinus Lacus, und entdeckte fünf Seen, deren resp. Mittelpunkte folgende Koordinaten haben: B = 162° und + 32°; C = 261° und + 36°; D = 270° und + 48°; E = 201° und + 27°; L = 215° und + 3°. Der See E dürfte wohl Herrn Antoniadi irregeführt und zu dem Glauben verleitet haben, das Trivium sei doppelt; seine Beschreibung stimmt vollkommen mit meiner diesbezüglichen Zeichnung, doch sah ich die ganze Gegend mit derartiger Deutlichkeit, dass kein Zweifel obwalten konnte. Der Styx verband beide Seen und die Aponi fons untereinander. Dagegen sah ich die Propontis doppelt, bezw. in ihrer Mitte durch eine Brücke getrennt, so dass eine neue Propontis östlich und die alte westlich lag.

Gegenden. Xisuthri und Japeti Regiones bildeten wiederholt eine Verbindung zwischen Deukalion und dem Festlande. Japygia war stets als kleine Halbinsel sichtbar; zuletzt aber erstreckte sie sich als langer, schmaler, heller Streifen durch das Mare Hadriaticum bis gegen Süd-Ausonia. Eine andere (von mir provisorisch »Terranova« genannte) Halbinsel erstreckt sich seit 10. Juli von Libya bis gegen Hellas. Novissima Thyle sah ich am 16. September, Thyle II nur einmal verschwommen. Thyle I gar nicht. Elysium sah ich einmal so glänzend, als sei es eingeschneit. Atlantis II glaubte ich manchmal zu sehen; Atlantis I ist ein sehr leichtes Objekt.

Polarflecke. Den Südpolarfleck sah ich zum letzten Male deutlich am 8. September; vom 12.—17. September war wohl der Rand hell, aber kein eigentlicher Schneefleck zu erkennen. Der

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3411.

Nordpolarfleck wurde am 3. September wegen des auffallenden Glanzes des Randes vermutet, aber erst am 8. September mit Deutlichkeit gesehen. Wiederholt war er doppelt und sehr ausgedehnt.

Noch sei erwähnt, dass die Nilosyrtis wieder so überbrückt ist, wie auf der Schiaparelli'schen Karte vom Jahre 1882, aber an einer viel weiter südlich liegenden Stelle; ferner, dass Lacus Niliacus und Mare Acidalium ein Ganzes bilden, das sich obendrein nach Osten ausgebreitet hat, indem der Raum zwischen Jordanis und Deuteronilus ebenfalls überschwemmt ist; endlich, dass der Ceraunius im Herbste einem breiten Meeresarme glich (wie zeitweilig auch Ganges und Eunostos), und dass der von mir jetzt wiedergesehene Kanal zwischen Nerigos und Baltia mit Zustimmung des Professors Schiaparelli den Namen »Chronius« erhielt.«

Der Planet Abundantia (151). Wie im vorigen Jahrgange mitgeteilt wurde, war H. v. d. Groeben durch seine Bahnberechnung dieses kleinen Planeten zu dem Ergebnisse gekommen, dass Abundantia in geringer Entfernung von einem andern kleinen Planeten begleitet werde. Nach Beobachtungen gelegentlich der letzten Opposition der Abundantia ist diese Vermutung nicht mehr zulässig, und es ergiebt sich, dass sämtliche bisher Abundantia zugeschriebenen Beobachtungen in der That diesem Planeten gegolten haben.

Über die Gesamtmasse der kleinen Planeten zwischen Mars und Jupiter und einige damit in Beziehung stehende Fragen, verbreitet sich Dr. A. Berberich[1]) unter Bezugnahme auf die Untersuchungen von Paul Harzer. Letzterer fand durch Vergleichung zwischen den theoretischen und den beobachteten Werten der säkularen Veränderungen, namentlich in den Bewegungen des Perihels und des Knotens der Marsbahn, genügend sichere Anzeichen für den Einfluss der zwischen Mars und Jupiter vorhandenen Massen, von denen die in den bisher bekannten kleinen Planeten vereinigten nur ein — und zwar geringer — Teil zu sein scheinen. »Eine Andeutung eines Einflusses der kleinen Planeten scheint auch in den Rechnungen von Newcomb sich zu verraten, indessen in dreimal geringerem Betrage als bei Harzer. Letzterer berücksichtigt diese Störungswirkung durch die vorläufige, aber zur Zeit durch keine andere ersetzbare Annahme eines fingierten Planeten, der in der Ebene der Ekliptik einen Kreis beschreibt mit einem Radius, der ungefähr der Mitte der Planetoidenzone entspricht. Bei dieser Annahme müsste die Masse des fingierten Planeten, d. h. die Summe aller Massen, die zwischen den Bahnen des Mars und des Jupiter existieren, etwa der zweimillionste Teil der Sonnenmasse, das Anderthalbfache der Marsmasse oder das Dreizehnfache der Mondmasse betragen. Gegenüber dieser Grösse kommt, wie Harzer mit Recht

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 1897. Nr. 23. p. 285.

sagt, die Gesamtmasse der bekannten vierhundert Planetoiden gar nicht in Betracht. Letztere lässt sich freilich nur ganz roh schätzen; es kommt aber bei dieser Schätzung weniger auf bestimmte Zahlen an, als vielmehr auf einen Vergleich mit andern Massen, etwa mit der unseres Mondes.«

Berberich findet unter gewissen plausiblen Annahmen, dass alle zur Zeit bekannten Planetoiden nur höchstens $^{1}/_{27}$ des Monddurchmessers besitzen oder nur $^{1}/_{350}$ derjenigen Gesamtmasse, welche Harzer aus den Marsstörungen ableitet. »Um also die in Harzer's Theorie verlangte Gesamtmasse zu erhalten, muss man die Annahme machen, dass in dem Raume zwischen der Mars- und der Jupiterbahn noch das Mehrhundertfache der Sammelmasse der bekannten Planetoiden vorhanden sei. Diese Masse ist nur zum geringsten Teile in den noch nicht entdeckten Planetoiden enthalten, da deren Anzahl auch in den lichtschwachen Grössenklassen nach Ausweis der Photographie nur gering ist. Hoffentlich wird dieser Satz noch näher geprüft durch Aufnahmen mit viel kräftigern Instrumenten. Denn es kann dem Astronomen und überhaupt dem Naturforscher nicht gleichgültig bleiben, zu erfahren, dass so beträchtliche Stoffmassen noch existieren sollen, ohne dass er sagen kann, in welcher Form sie existieren. Wir wissen wohl, dass eine Menge periodischer Kometen sich in der Planetoidenzone aufhalten, und zwar solcher Kometen, die uns nur sichtbar sind, wenn sie in ihre Sonnennähe gelangen. Man hat wohl schon vermutet, dass es noch manche Kometen mit kreisähnlichen, planetarischen Bahnen geben mag, deren Helligkeit bei ihrem grossen Sonnenabstande stets ein Minimum bleibt, wenn nicht, wie beim Holmes'schen Kometen, ein ungewöhnlicher Lichtausbruch sie aufleuchten lässt. Aber bisher hat man die Kometenmassen ebenfalls als Minima, als »quantités négligeables« betrachtet. Sollte diese Ansicht nicht zutreffen? Sollten einzelne unter diesen Kometen vielleicht doch beträchtliche Massen besitzen? Wäre es in diesem Falle nicht von Wichtigkeit, zu prüfen, ob nicht gelegentlich Planetenstörungen von messbarem Betrage von solchen Kometen bewirkt werden? Beim Lexell'schen Kometen, welcher 1770 der Erde sehr nahe gekommen ist, hat eine solche Rechnung allerdings auf eine minimale Masse geführt. Vielleicht hat aber der Encke'sche Komet eine merkbare Masse, was aus der Merkurstheorie unter Umständen nachzuweisen wäre.

Sollten aber auch Planetoiden und Kometen zusammen nicht die aus Harzer's Theorie folgende, bedeutende Gesamtmasse besitzen, so wäre noch auf das Vorhandensein grosser Mengen kosmischen Staubes, Meteoriten, zu schliessen, die unsern Fernrohren freilich unzugänglich sein würden. Zu dieser Hypothese scheint auch Harzer hinzuneigen. Sollte sie nicht zu umgehen sein, so könnte sie als Stütze jener kosmogonischen Theorien angesehen werden, welche die Entstehung grösserer Weltkörper aus der Vereinigung meteoritischer Körperchen behaupten. Nach J. Kleiber's Untersuchungen würde

man für alle Meteoriten und Sternschnuppen in dem Raume zwischen der Erd- und der Marsbahn, angenommen, dass ihre Verteilung hier überall dieselbe ist wie in der Nachbarschaft der Erde, und dass der Raum nördlich und südlich von der Erdbahnebene sich auf 10 Millionen Meilen ($^1/_2$ Erdbahnradius) erstreckt, nur den 2000. Teil der Mondmasse erreichen. Dies ist ein Maximalwert; im Minimum bekäme man noch eine vieltausendfach kleinere Zahl. Damit wir nun die grosse Harzer'sche Gesamtmasse erhalten, müssen wir annehmen, dass jenseit der Marsbahn in der Planetoidenzone die meteorischen Massen in unvergleichlich grössern Quantitäten als um die Erdbahn herum vorkommen, und dies in einer Gegend, in der es aus uns unbekannten Gründen nicht zur Bildung eines grössern Planeten gekommen ist.«

Jupiter. Sehr wichtige Beobachtungen über das Aussehen und die Veränderungen der Jupiteroberfläche hat L. Brenner angestellt[1]).

»Während der letzten Erscheinung des Jupiter,« sagt Brenner, »wurde dieser Planet an unserer Sternwarte in der Zeit vom 31. August 1895 bis 12 Juni 1896 112 mal von mir beobachtet ($193^1/_4$ Stunden), wobei ich 103 Zeichnungen und eine Anzahl Skizzen aufnahm. Aus 88 Zeichnungen liessen sich neun vollständige, vier unvollständige und zwei halbe Karten der Oberfläche herstellen, durch deren Vergleich die Bewegung und Veränderung der Oberflächengebilde des Jupiter deutlicher vor die Augen tritt, als es durch die ausführlichste Schilderung möglich wäre. Die Idee, solche Karten der ganzen Oberfläche anzufertigen, dürfte zuerst A. Stanley Williams verwirklicht haben, der in seinen »Zenographical Fragments« eine Karte veröffentlichte, welche das Aussehen des Jupiter am 21. April 1887 darstellen sollte — aber nicht darstellt. Denn diese Karte entstand dadurch, dass Williams die zu andern Zeiten gesehenen Flecke auf grund ihrer Eigenbewegung einfach auf den 21. April 1887 reduzierte. Dieser Vorgang ist aber unstatthaft, weil die Flecke auf dem Jupiter manchmal über Nacht entstehen und bisweilen ebenso plötzlich verschwinden, sich mitunter verändern und überhaupt von höchst ungleicher Lebensdauer und Schnelligkeit sind. An demselben Mangel leiden auch alle spätern Nachahmungen der Williams'schen Karte (in England und Amerika), weil auch sie nach demselben Vorgange konstruiert sind. Eine Karte hat nur dann einen Wert, wenn sie das Aussehen des Planeten an einem bestimmten Tage auf grund der an diesem Tage gemachten Zeichnungen wiedergiebt, und eine solche Karte wurde bisher nur ein einziges Mal hergestellt: nämlich von mir am 27. Januar 1895. Damals gelang es mir, in einer einzigen Nacht 15 Zeichnungen in

[1]) Denkschriften der k. k. Akad. der Wissensch. in Wien, math.-naturwissenschaftl. Klasse. 1897.

regelmässigen Zwischenpausen von 40 Minuten anzufertigen. Meine fernern Versuche, dies zu wiederholen, misslangen aber; denn zu ihrem Gelingen ist folgendes erforderlich: der Planet muss 10 Stunden lang hoch genug über dem Horizonte stehen; während dieser Zeit muss die Luft immer gut bleiben; es dürfen keine Störungen durch Wolken stattfinden; der Beobachter muss eine zehnstündige Beobachtung aushalten können, ohne dass seine Augen ermüden und abstumpfen. Wegen der Schwierigkeit, alle diese Bedingungen zu vereinen, werden derartige Rotationszeichnungen nur bei äusserst seltenen Gelegenheiten möglich sein.

Aus diesem Grunde war ich schon 1895 gezwungen, meine zweite Karte der Oberfläche des Jupiter auf zwei Abende zu verteilen: 17. und 18. März. Bei dieser zweiten Karte beging ich aber die Ungeschicklichkeit, die Zeichnungen des 18. März auf den 17. März zu reduzieren, und zwar auf Grund des Systems I der Marth'schen Ephemeride. Das Unstatthafte dieses Vorganges merkte ich erst später, als ich wahrnahm, dass fast jeder Fleck eine andere Eigenbewegung hat. Infolgedessen beschloss ich für die Erscheinung 1895—1896 in ganz anderer Weise vorzugehen: Jupiter sollte an jedem günstigen Tage eingestellt werden, und dann sollten so viele Zeichnungen in einstündigen Pausen aufgenommen werden, als Zeit und Luft ermöglichten; aus allen sich aneinander anschliessenden Zeichnungen sollten dann unvollständige Karten der Oberfläche hergestellt und diese selbst wieder, wo es anging, zu vollständigen Karten der Oberfläche zusammengefügt werden.

Nachdem die Farbe der Oberflächengebilde der Planeten, besonders jene des Jupiter, von keiner geringen Bedeutung für das Studium ihrer physischen Beschaffenheit ist, habe ich, von Anbeginn an, alle meine Zeichnungen in Farben ausgeführt, und so erscheinen auch die Karten und Zeichnungen in annähernd jenen Farben, welche der Planet in unserem Fernrohre zeigte. Dabei ist jedoch nicht zu übersehen, dass das subjektive Farbengefühl individuell ist: Beweis dessen, dass die beiden granatroten Flecke — die auffallendsten Objekte der letzten Erscheinung — von vielen Astronomen für schwarz gehalten wurden, ja dass es sogar Astronomen giebt, deren Augen die grossen rötlichen Äquatorialgürtel des Jupiter ebenfalls schwarz erscheinen. Dass meine Augen für die Auffassung der Farbenunterschiede besonders empfänglich sind, dafür sprechen verschiedene Anzeichen: einerseits stimmt die Mehrheit der Beobachter mit mir überein, anderseits gelang es mir, solche Beobachter, welche dunkelrot oder rötlich für schwarz hielten, dadurch von ihrem Irrtume zu überzeugen, dass ich sie Vergleiche mit den Trabantenschatten machen liess — stets erkannten sie dann sofort den Unterschied zwischen dunkelrot und schwarz; drittens ergiebt sich dies aus der Thatsache, dass ich auf den crêmefarbigen Zonen des Jupiter die weissen Flecke zu Hunderten zu sehen vermag, und zwar mit Leichtigkeit, während nur wenige Beobachter sie überhaupt sehen,

dann mit grosser Schwierigkeit und in beschränkter Zahl· Der letztgenannte Umstand mag übrigens auch darauf zurückzuführen sein, dass die weissen Flecke zugleich glänzend sind, mein Auge aber in der Empfindlichkeit für glänzende Flecke fast ein Unikum zu sein scheint.

Alle Zeichnungen wurden nach Augenmass angefertigt, jedoch von den auffälligsten Objekten der Durchgang durch den Central-Meridian nach Schätzung notiert. Nur von wenigen Flecken — darunter die beiden granatroten — sowie von den beiden sogenannten »Schultern« wurde die Lage durch das Mikrometer bestimmt, und mit letzterem auch die Breite (β) der Streifen festgestellt. Mit dem für unsere Sternwarte gegenwärtig in Arbeit befindlichen Mikrometer hoffe ich, künftighin alle bemerkenswertern Objekte mikrometrisch bestimmen zu können.«

Zur Beobachtung diente das Fernrohr von Reinfelder & Hertel, welches durch die frühern Arbeiten Brenner's in allen astronomischen Kreisen rühmlichst bekannt ist. Es hat ein Objektiv von 178 *mm* Öffnung und 268 *cm* Brennweite. Die angewandten Vergrösserungen waren 146- bis 410-fach, nur ausnahmsweise wurden stärkere Vergrösserungen gebraucht.

Brenner beschreibt im einzelnen seine Wahrnehmungen und Untersuchungen der verschiedenen Regionen des Jupiter und giebt Tabellen über die Bewegung der Flecke. Auf die Einzelheiten kann an dieser Stelle nicht eingegangen werden, wir müssen uns begnügen, das Endergebnis mitzuteilen, welches Brenner aus seinen mühevollen Untersuchungen zieht und mit folgenden Worten ausspricht:

»Als wichtigstes Resultat meiner Jupiter-Beobachtungen betrachte ich den hier geführten Nachweis, dass kein einziges Gebilde der Jupiteroberfläche — den grossen roten Fleck ausgenommen — eine gleichmässige Bewegung hat. Verfolgt man die einzelnen Flecke so sorgfältig, wie dies hier geschehen ist, so sieht man, dass sie in allen Zonen eine vollständig regellose Bewegung haben: schnell, langsam, stationär und rückläufig. Eine Art von System scheint nur in der Äquatorialzone zu herrschen, wo die Flecke der südlichen Halbkugel eine schnelle rechtläufige, jene der nördlichen Halbkugel eine schnelle rückläufige Bewegung haben. Im allgemeinen ist wohl die Schnelligkeit gegen den Äquator zu eine grosse und gegen die Pole zu eine kleine, aber Ausnahmen kommen überall vor; und auch die Rückläufigkeit der Flecke ausserhalb der Äquatorialzone gehört zu den Ausnahmen. Es ist demnach eine ganz vergebliche Bemühung, wenn andere Astronomen auf grund einiger willkürlich zusammengestellter Beobachtungen ein System ausfindig machen wollen, wonach die Flecke gewisser Zonen eine annähernd übereinstimmende Bewegung hätten. Wer immer meine Karten prüft und sich die Mühe nimmt, die im Texte behandelten Flecke unter sich zu identifizieren und zu berechnen, der wird zu denselben Schlüssen kommen

müssen, wie ich selbst. Denn hier handelt es sich nicht um den Vergleich künstlich zusammengestoppelter sporadischer Beobachtungen verschiedener Beobachter aus verschiedenen Zeiten, sondern um eine Arbeit aus einem Gusse. Derselbe Beobachter hat an demselben Instrumente an demselben Orte binnen neun Monaten an jedem günstigen Tage den Planeten anhaltend verfolgt und durch die Aufnahme von 4—8 Zeichnungen pro Abend die Herstellung von 15 Karten der Oberfläche ermöglicht, durch deren Vergleich die Identifizierung der Gebilde leichter geworden ist, als dies bisher bei den Zeichnungen anderer Beobachter möglich war. Nur auf diese Weise liess sich die Frage nach der Art und Weise der Fleckenbewegung entscheiden.

Schlüsse aus den Ergebnissen meiner Beobachtungen zu ziehen, überlasse ich andern; nur so viel möchte ich andeuten, dass die einzige mir annehmbar scheinende Erklärung dieser merkwürdigen und verschiedenartigen Bewegungen in der Annahme zu liegen scheint, dass mit Ausnahme des grossen roten Fleckes alles, was wir auf dem Jupiter sehen, atmosphärische Gebilde sind, die entstehen und vergehen — manchmal nach kurzer Zeit, manchmal erst nach ein paar Jahren —, und deren Bewegung von gewaltigen Stürmen abhängt. Diese Stürme folgen — vielleicht im Zusammenhange mit der riesig schnellen Umdrehung der Planetenoberfläche — für gewöhnlich der Richtung des Äquators und der Rotation, doch müssen sie auch bisweilen in entgegengesetzter oder etwas schräger Richtung wehen, da sonst die zeitweilige Rückläufigkeit oder Breitenverschiebung eines und desselben Fleckes unerklärlich wäre. Wenn andere Astronomen eine bessere Erklärung wissen, soll es mich freuen, denn meine Mühe wäre bereits gelohnt, wenn die hier erörterten Beobachtungen vorerst nur den Schlüssel zur richtigern Beurteilung der physischen Beschaffenheit des Jupiter bilden sollten.«

Bestimmung der Bahnelemente des fünften Jupitermondes. Dr. Fritz Cohn in Königsberg hat die bis jetzt vorliegenden Beobachtungen des fünften Jupitermondes zu einer Untersuchung über die Bahnverhältnisse dieses Mondes benutzt[1]). Es liegen bis jetzt nur zwei längere Beobachtungsreihen über diesen Mond vor, nämlich ausser derjenigen des Entdeckers Barnard eine solche von H. Struve, die am 30-Zöller in Pulkowa erhalten wurde, wenngleich es nach den Beschreibungen dieser beiden Beobachter möglich sein dürfte, auch mit Fernrohren von etwas kleinern Dimensionen den Trabanten zu beobachten. Die Berechnung von Dr. Cohn ergiebt folgende Bahn für die Epoche 1892 Nov. 1.00: Exzentrizität $e = 0.00501 \pm 0.00041$, Länge des Perijoviums $207.2^{\circ} \pm 6.2^{\circ}$, jährliche Bewegung desselben: $911.7^{\circ} \pm 8.1^{\circ}$. Tägliche Bewegung des Trabanten in seiner Bahn: 722.63160°. Aus letzterer folgt als Umlaufszeit desselben T =

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3403—4.

$11^h\ 57^m\ 22.6790^s \pm 0.0145^s$. Für die halbe grosse Axe der Bahn hat Dr. Cohn den Wert abgeleitet, der aus dem dritten Kepler'schen Gesetze folgt, indem er nach Newcomb für die Masse des Jupitersystems $\frac{1}{1047.35}$ der Sonnenmasse annimmt. Es ergab sich auf diese Weise die halbe grosse Axe zu 48.025″, bis auf höchstens $\pm$0.005″ unsicher. Nach den fernern Untersuchungen kann die Neigung der Bahn nur gering sein, sie erreicht nicht 30′.

Da die Abplattung des Jupiter einen so merklichen Einfluss auf die Bewegung seines fünften Mondes ausübt, so lässt sich umgekehrt aus dieser Bewegung ein Rückschluss auf diese Abplattung machen. Dr. Cohn geht zunächst auf den theoretischen Zusammenhang zwischen der Abplattung und der Trabantenstörung ein und zeigt, dass unter den äussersten noch zulässigen Annahmen über den Äquatorialdurchmesser des Jupiter und der jährlichen Bewegung des Perijoviums seines fünften Satelliten die Abplattung des Jupiter nicht grösser als $\frac{1}{14.73}$ und nicht kleiner als $\frac{1}{15.73}$ sein kann. Die Vergleichung mit den direkten Bestimmungen dieser Abplattung durch Messung ergiebt, dass fast alle gemessenen Werte derselben kleiner sind, als die Theorie fordert, besonders alle Heliometermessungen ausser denjenigen von Bessel.

Flecke auf der Oberfläche des dritten Jupitermondes hat A. E. Douglass auf der Lowell-Sternwarte in Arizona am 24 zölligen Clark-Refraktor in den Monden Februar und März 1897 gesehen und gezeichnet [1]). Die Beobachtungen geschahen mit 750facher Vergrösserung. Die wahrgenommenen dunklen Flecke bestehen in sehr schmalen Linien, deren Breite der Beobachter auf weniger als 0.6″ schätzt, und die sich als lange, gerade, einander unter verschiedenen Winkeln kreuzende Striche darstellen. Etwas Ähnliches zeigt kein Planet, höchstens könnten die Marskanäle damit verglichen werden. Man muss gestehen, dass die Annahme, es handle sich bei diesen Wahrnehmungen um optische Täuschungen, ausserordentlich nahe liegt, um so mehr als ähnliche dunkle Linien auf dem vierten Jupitermonde gesehen wurden. Schwierig aber ist es, die Quellen dieser Täuschung zu ergründen; keinesfalls ist dieselbe in besondern Anomalien des Objektivglases zu suchen. Douglass behauptet, die Vergleichung seiner Zeichnungen untereinander beweise, dass der dritte Jupitermond in der nämlichen Zeit um seine Axe rotiere, als er gebraucht, um den Jupiter zu laufen. Seltsamer Weise hat früher Secchi aus seinen Beobachtungen von Flecken auf der Oberfläche dieses Mondes geschlossen, dass bei demselben Rotation und Umlaufsdauer nicht zusammenfallen.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3432.

Eine neue Trennungslinie des Saturnringes wurde am 2. Juni 1897 auf der Manora-Sternwarte zuerst gesehen. Sie befindet sich auf der Grenze zwischen dem innern hellen Ringe und dem Crapringe und hat nach Brenner's Messungen beinahe die gleiche Breite wie die Cassini'sche Trennung. Sie fällt indessen nicht so sehr in die Augen als letztere, weil der Crapring selbst ziemlich dunkel ist. Da die Stelle, wo sie sich zeigt, früher mit grossen Fernrohren untersucht worden ist, so scheint es, dass diese Trennung sich erst in jüngster Zeit gebildet hat.

Beobachtungen über den Durchmesser des Neptun sind 1895 von E. E. Barnard am 36-Zöller der Lick-Sternwarte angestellt worden [1]). Die Messungen wurden an zehn Abenden bei sehr ruhiger Luft und 1000facher Vergrösserung ausgeführt. Die Scheibe des Neptun erschien (mit einer Ausnahme) stets genau kreisrund, und ihr Durchmesser, reduziert auf die mittlere Entfernung, ergab sich zu 2.433″, entsprechend 52900 *km*. Dies ist erheblich grösser als die Messungen Struve's am 30-Zöller zu Pulkowa zeigten, nämlich im Mittel 2.197″.

Der Mond.

Die Bildungsgeschichte der Mondoberfläche ist der Gegenstand einer Abhandlung, mit welcher Loewy und Puiseux die Ausgabe des photographischen Mondatlas der Pariser Sternwarte begleiteten [2]). Die Verf. glauben nicht, dass eine Eisbedeckung der Mondoberfläche jemals stattgefunden habe. Die Ringgebirge sind nach ihrer Ansicht vulkanischen Ursprunges. Die eruptiven Krater mit den hohen Rändern und Zentralbergen können nicht gerade sehr alt sein. Dafür spricht auch die grosse Regelmässigkeit der vorspringenden Streifen, das Fehlen von parasitischen Kratern, die grosse Vertiefung ihrer innern Ebenen. Die weissen Linien, welche aus ihnen hervorkommen und über die Meere hinaus sich erstrecken, weisen darauf hin, dass Tycho, Kopernikus, Aristillus Sitze starker Eruptionen waren, nachdem alle Teile bereits ihr jetziges Niveau eingenommen hatten. Die grossen, ganz eingesunkenen oder teilweise zerstörten oder aufgefüllten Umwallungen reichen wahrscheinlich in eine weitere Vergangenheit, schon weil sie tiefere Umgestaltungen erlitten, teils durch die Bildung von parasitischen Kratern, teils durch Eindringen von Laven in ihr Inneres. Die letztere mächtigere Ursache bewirkte ein Verschmelzen der Umwallungen mit den Meeren. Die verschiedenen Grade der Zerstörung, die man findet, berechtigen zur Annahme, dass die Mehrzahl der Krater älter ist als die Meere. Aber lokale Eruptionen haben noch länger angehalten als die Zeit der Lavaausbreitung, wofür die zahlreichen kleinen, mit weissen

---

1) Astron. Journal. 15. p. 41.
2) Compt rend. 1897. 124. p. 1055.

Höfen umgebenen Öffnungen sowohl auf den hohen Hochgebirgen, wie auf dem Bette der Meere sprechen.

Die geradlinigen Rillen, die durch Seitendruck in Falten oder durch allmähliche Trennung in weite Thäler verwandelt worden, gehören der ersten Periode an, wo die Rinde noch eine gewisse Beweglichkeit in horizontaler Richtung besass. Die zweite Periode ist die der starken Erhebungen in grossen Gebieten ohne regelmässige Begrenzung; es entstanden die Bergmassive ohne charakteristische Gestalten, erhabene Gebiete, arm an Kratern, von unregelmässigen Schlacken bedeckt, wie man dies jetzt am Apennin erblickt. In einer dritten Periode erschienen kegelförmige Anschwellungen, die ersten Lineamente der Ringgebirge, die ihre jetzige Gestalt erlangten durch allmähliches Senken und teilweises Untertauchen ihres Zentralgebietes. Die vierte Periode, die grossartigste und andauerndste, führte die Zerstörung eines grossen Teiles des frühern Reliefs herbei und gab dem Monde ein Aussehen, das vom jetzigen nur wenig verschieden war. Senkungen, infolge der allgemeinen Zusammenziehung des flüssigen Innern, umfassten die weiten Gebiete, die wir Meere nennen, und liessen ungeheure Mengen von Lava an die Oberfläche gelangen; bergige Hochebenen entwickelten sich zu isolierten Massiven, in deren Zwischenräumen eine Menge von Rillen und Kratern durch Untersinken verschwanden. Eine Vorstellung von der Grösse dieser Veränderungen giebt eine Vergleichung der Polargegenden mit den äquatorialen, die jetzt so verschieden sind, früher aber zweifellos dasselbe Aussehen darboten. In den so gebildeten, gleichmässigen Ebenen entstanden dann Risse längs der Ränder, die sich mit dem Fortschritte der Senkung vergrösserten, bis ein neuer Lavaerguss erschien, der sie verstopfte und in hervorragende Leisten verwandelte; die neuesten Risse können noch sichtbar sein und sich durch die ungleiche Höhe ihrer beiden Ränder verraten. Obschon die vierte Periode den Mond in einen stabilern Zustand gebracht, traten in der fünften Periode noch lokale Eruptionen durch die bereits erstarrte Rinde auf; sie bildeten in den Gebirgsgegenden parasitische Öffnungen, welche die alten Bildungen abschwächten und fast unkenntlich machten; in den Meeren, wo sie eine dickere und gleichmässigere Rinde durchbrechen mussten, erzeugten sie gleichmässige Kegel, die sich gewöhnlich durch Einsinken ihrer Mitte in kleine Krater umwandelten; selbst grosse Gebilde, wie Kopernikus, können sich in dieser Weise gebildet haben. Die Mehrzahl der so in verhältnismässig neuer Zeit entstandenen Krater unterscheidet sich durch isolierte Lage inmitten einer Ebene, durch die Regelmässigkeit ihrer Gestalt und die umgebenden weissen Höfe.

In dieser Erklärung der Art und Weise und chronologischen Folge der Mondformationen ist übrigens fast alles hypothetisch, und es ist durchaus nicht unwahrscheinlich, dass die wirkliche Bildung der heutigen Mondoberfläche in gänzlich anderer Weise erfolgte.

Kometen.

Die Kometenerscheinungen des Jahres 1896. Wie früher so hat Prof. H. Kreutz auch für das Jahr 1896 eine Zusammenstellung der Kometenerscheinungen geliefert.[1]) Wir entnehmen derselben das Nachfolgende:

Komet 1895 II (Swift). Der Komet ist auf der Lick-Sternwarte noch bis zum 5. Februar 1896 beobachtet worden.

Komet 1895 IV. Vor dem Perihel wurde der Komet zuletzt von Perrine auf Mt. Hamilton am 11. Dezember 1895 beobachtet. Vom 21.—24. Dezember ist der Komet auch in Südaustralien und Neusüdwales am Abendhimmel nahe am Horizonte eine glänzende Erscheinung gewesen. Leider war man hier auf dieselbe nicht vorbereitet, da ein von der Zentralstelle an die Sternwarte Melbourne abgesandtes Telegramm sein Ziel nicht erreicht hat.

Auf der Nordhalbkugel konnte sodann der Komet, nachdem er zuerst am 30. Januar 1896 von Perrine am Morgenhimmel wieder aufgefunden worden war, noch über ein halbes Jahr lang verfolgt werden. Mitte Februar hatte derselbe (vergl. auch den vorjährigen Bericht) das Aussehen eines Nebels II. Klasse von der Helligkeit eines Sternes 11.—12. Grösse; in der Mitte war eine sternähnliche Verdichtung bemerkbar. Auf mehrern photographischen Aufnahmen vom 15.—21. Februar konnten die Gebrüder Fric in Prag einen 1^0 bis 2^0 langen, nach der Sonne zu gerichteten fächerförmigen Schweif erkennen. Zuletzt ist der Komet vom Entdecker selbst am 9. August 1896 beobachtet worden.

Aus drei Beobachtungen, am 17. November und 7. Dezember 1895 und am 10. März 1896, hat R. G. Aitken die folgenden Elemente abgeleitet:

$$T = 1895 \text{ Dezember } 18.36391 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{aligned} \pi &= 233^0\ 11'\ 11.0'' \\ \Omega &= 320\ \ 30\ \ 47.6 \\ i &= 141\ \ 36\ \ 39.5 \end{aligned}\right\} 1896.0$$
$$\log q = 9.283\,259$$

Eine Abweichung von der Parabel war nicht zu erkennen.

Komet 1896 I, in unmittelbarer Nähe des Kometen 1895 IV entdeckt von Perrine auf Mt. Hamilton am 14. und von Lamp in Kiel am 15. Februar 1896. Zur Zeit der Entdeckung stand der Komet nahe im Maximum seiner Helligkeit; er hatte das Aussehen eines hellen Nebels 8. Grösse von 2′ Durchmesser mit zentraler Verdichtung. Ein Schweif war mit dem Auge nicht zu sehen, doch war ein solcher auf den Platten der Gebrüder Fric in Prag in einer Länge von 2^0 erkennbar. Nachdem der Komet gegen Ende Februar seine Erdnähe ($\Delta = 0.39$) passiert hatte, nahm seine Helligkeit in sehr raschem Masse ab. Auch wurde allmählich seine Stellung zur Sonne ungünstiger, so dass derselbe nicht über den 16. April hinaus, an welchem Tage ihn Kobold in Strassburg zuletzt beobachtete, verfolgt werden konnte.

[1]) V. J. S. der Astr. Ges. **32.** p. 58.

Die folgenden Elemente von Buchholz sind aus Beobachtungen vom 15. Februar, 1. und 14. März abgeleitet worden.

$$T = 1896 \text{ Januar } 31.814\,32 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{array}{l} \pi = 207^{\circ}\ 10'\ 40.2'' \\ \Omega = 208\ \ 50\ \ 24.9 \\ i = 155\ \ 44\ \ 49.3 \end{array}\right\} 1896.0$$
$$\log q = 9.768\,889.$$

Faye'scher Komet 1896 II. Zuletzt ist der in dieser Erscheinung sehr lichtschwache Komet am 15. Januar 1896 von S. J. Brown auf dem Naval Observatory in Washington beobachtet worden.

Komet 1896 III, entdeckt von L. Swift in Echo Mountain am 13. April 1896 in $\alpha = 4^{h}$, $\delta + 16^{0}$. In der ganzen Erscheinung zeigte der Komet viele Ähnlichkeit mit 1896 I, nur war er etwas schwächer als dieser. Von einem Schweife, den Swift bei der Entdeckung wahrnahm, konnten spätere Beobachter nichts erkennen. Das rasche Aufsteigen in nördlichere Deklinationen hätte dem Kometen eine längere Sichtbarkeitsdauer versprechen können, doch mussten schon im Juni wegen Lichtschwäche die Beobachtungen abgebrochen werden. Die letzte Ortsbestimmung ist von L. Picart in Bordeaux am 12. Juni angestellt worden.

Die folgenden Elemente von Bidschof beruhen auf drei Beobachtungen: 19. April, 1. und 19. Mai.

$$T = 1896 \text{ April } 17.682\,37 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{array}{l} \pi = 179^{\circ}\ 59'\ 23.4'' \\ \Omega = 178\ \ 15\ \ 28.1 \\ i = \ \ 55\ \ 33\ \ 42.8 \end{array}\right\} 1896.0$$
$$\log q = 9.753\,076$$

Die Elemente von Aitken, abgeleitet aus drei Normalörtern, 18. April, 30. April und 25. Mai, zeigen nur geringe Abweichungen.

Komet 1896 IV, entdeckt von W. E. Sperra in Randolph, Ohio, am 31. August westlich von ζ Ursae majoris in $\alpha = 13^{h}$, $\delta = + 56^{0}$. Die erste Mitteilung über den Kometen ging von W. R. Brooks in Geneva aus, der denselben auf grund unsicherer Angaben am 4. September aufgefunden hatte. Der Komet hatte das Aussehen einer schwachen, blassen Nebelmasse 12. Grösse von $1^{1}/_{2}'$ Durchmesser ohne jede Verdichtung und konnte bei abnehmender Helligkeit nur bis zum 6. Oktober, an welchem Tage er in Wien von Palisa zuletzt beobachtet wurde, verfolgt werden.

Die Elemente von Lamp, abgeleitet aus Beobachtungen vom 6., 10. und 13. September lauten:

$$T = 1896 \text{ Juli } 10.981\,40 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{array}{l} \pi = 192^{\circ}\ \ 4'\ \ 8.3'' \\ \Omega = 151\ \ \ 2\ \ \ 0.8 \\ i = \ \ 88\ \ 25\ \ 35.7 \end{array}\right\} 1896.0$$
$$\log q = 0.057\,853.$$

Komet 1896 V (Giacobini), entdeckt am 4. September von Giacobini in Nizza in $\alpha = 17^{h}$, $\delta = - 7^{0}$. Der Komet zeigte sich als runde kleine Nebelmasse von 1' Ausdehnung in der Hellig-

keit eines Sternes 12.—13. Grösse, mit zentraler Verdichtung. Bereits Anfang Oktober war er so schwach geworden, dass er für das grosse Nizzaer Instrument an der Grenze der Sichtbarkeit stand. Dies änderte sich aber, als der Komet am 27. Oktober sein Perihel passiert hatte und eine offenbare Entwicklung von Eigenlicht zeigte. Im November 1896 war er ohne alle Schwierigkeit in Nizza zu beobachten, und noch am 7. Dezember schildern ihn die Astronomen der Lick-Sternwarte als so deutlich zu sehen, dass eine Verfolgung noch auf längere Zeit hinaus in Aussicht genommen werden konnte. Wie weit sich die Beobachtungen erstreckt haben, ist zur Zeit noch nicht bekannt: von den bisher veröffentlichten Beobachtungen ist die Nizzaer vom 27. November die letzte.

Am 26., 27. und 28. September glaubten die Nizzaer Astronomen in unmittelbarer Nähe des Kometen einen ausserordentlich schwachen Begleiter zu bemerken, eine Wahrnehmung, die bisher anderweitig nicht bestätigt worden ist.

Der Komet gehört zu der Klasse der Kometen mit kurzer Umlaufszeit; die Elemente von Giacobini, berechnet aus Nizzaer Beobachtungen vom 4. September bis 3. November lauten:

Epoche 1896 Oktober 5.5 mittlere Zeit Berlin

$$\left.\begin{array}{rl} M & = 356^{\circ}\ 47'\ 39.5'' \\ \pi & = 333\ \ 39\ \ 27.5 \\ \Omega & = 193\ \ 16\ \ 10.5 \\ i & = \ \ 11\ \ 23\ \ \ 7.1 \\ \varphi & = \ \ 36\ \ 35\ \ 57.8 \end{array}\right\}\ 1896.0$$

$$\mu = 517''.1429$$

$$\log a = 0.557\,597$$

$$T = 27.816 \text{ Oktober 1896 mittlere Zeit Berlin}$$

$$U = 6^{a}.86$$

Die Bahn zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit der des Faye'schen Kometen.

Brooks'scher Komet 1896 VI. Nach den Vorausberechnungen von Bauschinger und Poor wurde der Brooks'sche Komet 1889 V in seiner zweiten Erscheinung am 20. Juni 1896 von Javelle in Nizza wieder aufgefunden. Der Komet war durchweg sehr schwach, hatte einen Durchmesser von 1' und eine zentrale Verdichtung von der Helligkeit eines Sternes 12. Grösse. Von den in der ersten Erscheinung gesehenen Begleitern ist diesmal nichts wahrgenommen worden. Am 26. Januar 1897 wurde der Komet auf der Strassburger Sternwarte von Kobold zuletzt beobachtet.

Die aus der ersten Erscheinung abgeleiteten Elemente von Bauschinger erwiesen sich als so genau, dass eine geringe Verbesserung der täglichen Bewegung von —0.0401", entsprechend einer Verzögerung des Durchganges durch das Perihel um 0.208 Tage, zur vollständigen Darstellung der Beobachtungen hinreichte. Mit dieser Verbesserung lauten die Elemente:

Epoche 1896 November 4.5 mittlere Zeit Berlin

$$\left.\begin{aligned} M &= 0^{\circ}\ 2'\ 38.1'' \\ \pi &= 1\ \ 48\ \ 42.4 \\ \Omega &= 18\ \ 1\ \ 7.7 \\ i &= 6\ \ 3\ \ 33.7 \\ \varphi &= 27\ \ 59\ \ 51.3 \end{aligned}\right\} 1896.0$$

$\mu = 499''.989\,41$

$\log a = 0.567\,363$

$T = 4.184$ November 1896 mittlere Zeit Berlin

$U = 7^{a}\ 10.$

Komet 1896 VII (Perrine), von Perrine auf der Lick-Sternwarte am 8. Dezember 1896 in 1^{h} AR. und $+6^{\circ}$ Deklination entdeckt. Der Komet hatte die Helligkeit eines Sternes 8. Grösse, einen Durchmesser von 5′ und eine deutliche, sternartige Verdichtung. Der Kopf zeigte eine fächerförmige Ausstrahlung nach der nördlich vorangehenden Seite. Die Helligkeit des Kometen nahm rasch ab, so dass er schon Ende Januar 1897 nur mehr mit Mühe beobachtet werden konnte. Wie weit die Beobachtungen sich erstreckt haben, ist zur Zeit noch nicht bekannt.

Auch dieser Komet besitzt eine kurze Umlaufszeit. Das Interesse an demselben aber wird noch dadurch erhöht, dass die Bahnebene sehr nahe mit der des Biela'schen Kometen zusammenfällt. Trotzdem ist an eine Identität beider Himmelskörper zunächst nicht zu denken, da die Perihellängen um 60° voneinander abweichen. Die Elemente von Ristenpart, abgeleitet aus Beobachtungen vom 10. Dezember bis 5. Januar, lauten:

$T = 1896$ November 24.746 56 mittlere Zeit Berlin

$$\left.\begin{aligned} \pi &= 50^{\circ}\ 28'\ 5.9'' \\ \Omega &= 246\ \ 34\ \ 35.9 \\ i &= 13\ \ 40\ \ 25.9 \end{aligned}\right\} 1897.0$$

$\varphi = 42\ \ 47\ \ 17.0$

$\mu = 550.901''$

$\log a = 0.539\,290$

$U = 6^{a}.44$ Jahre.

Komet 1897 I, entdeckt von Perrine auf der Lick-Sternwarte am 2. November 1896 in 20^{h} AR. und $+25^{\circ}$ Deklination als kleiner schwacher Nebel ohne Schweif, von 2′ Durchmesser und der Helligkeit eines Sternes 11. Grösse. Eine zentrale Kondensation mit einem sternartigen Kerne war vorhanden. Der Komet war zur Zeit der Entdeckung noch sehr weit vom Perihel entfernt, leider aber näherte er sich schon bald dem Tageslichte, so dass über Mitte Dezember hinaus wohl kaum mehr Beobachtungen möglich gewesen sein werden. Soweit bisher bekannt, fanden die letzten Beobachtungen am 8. Dezember in Besançon und auf der Winkler'schen Privatsternwarte in Jena statt. Nach dem Durchgange durch das Perihel wird der Komet voraussichtlich noch mehrere Monate hindurch auf der Südhalbkugel in günstigerer Stellung zur Erde sichtbar sein.

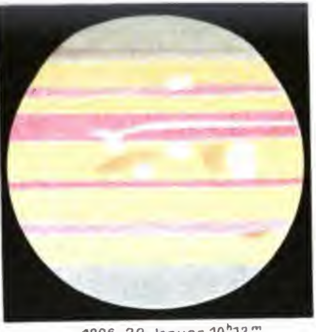
Nr. nach Galle	Jahr	T M. Z.	T Paris	ω	Ω	i
166	1824 I	Juli	11.52532	334° 6' 17"	234° 21' 8"	125° 26' 36"
168	1825 I	Mai	30.57518	107 14 13	20 8 56	123 16 23
188	1835 I	März	27.21166	210 26 22	58 20 32	170 52 32
197	1842 II	Dez.	15.96329	240 32 19	207 48 45	106 25 57
198	1843 I	Febr.	27.41748	82 38 2	1 19 51	144 20 4
220	1847 V	Sept.	9.46839	129 10 21	309 53 35	19 10 16
228	1850 II	Okt.	19.34390	243 13 14	205 59 59	40 4 49
231	1851 III	Aug.	26.25230	87 17 4	223 40 21	38 12 57
		Aug.	26 25000	87 16 45	223 40 34	38 12 53
302	1870 II	Sept.	2 20110	354 56 56	12 56 19	99 21 4
314	1873 V	Okt.	1.76966	233 45 4	176 43 25	121 28 53
		Okt.	1.77367	233 45 19	176 43 23	121 28 45
338	1879 V	Okt.	4.63149	115 26 23	87 10 58	77 7 52
346	1881 III	Juni	16.44708	354 15 8	270 57 40	63 25 24
		Juni	16.44622	354 15 3	270 57 39	63 25 24
354	1882 III	Nov.	12 9819	254 18 12	249 7 26	96 9 2
		Nov.	12.9807	254 18 8	249 7 28	96 9 1
362	1885 III	Aug.	10 16386	42 51 33	204 45 25	59 6 35
363	1885 IV	Sept.	11.29839	206 47 11	269 42 0	54 19 47
364	1885 V	Nov.	25.51150	35 36 45	262 12 11	42 26 33
		Nov.	25.51643	35 37 21	262 12 3	42 26 32
389	1889 VI	Nov.	29.57868	69 45 54	330 24 52	10 16 33
390	1890 I	Jan.	26.48660	199 51 54	8 27 51	56 44 13
		Jan.	26.48682	199 51 26	8 28 42	56 44 22
		Jan.	26.48707	199 51 40	8 28 6	56 44 15
391	1890 II	Juni	1.53952	68 56 4	320 20 43	120 33 22
393	1890 IV	Aug.	6.88918	331 15 4	85 22 5	154 18 27
397	1891 I	April	27.52725	178 45 13	193 55 55	120 31 30
		April	27.52749	178 45 21	193 56 3	120 31 3[illegible]
404	1892 III	Juni	13 34783	14 16 51	331 39 13	20 47 12
		Juni	13.48553	14 22 24	331 38 17	20 47 11
		Juni	13.35621	14 15 52	331 41 34	20 47 1[illegible]
		Juni	13.36235	14 16 9	331 41 35	20 47 1[illegible]
406	1892 V	Dez.	10.68256	170 0 31	206 30 57	31 16 1[illegible]
409	1893 II	Juli	7.27795	47 7 46	337 21 2	159 58 [illegible]
411	1893 IV	Sept.	19.32651	347 47 26	174 56 27	129 48 5[illegible]
		Sept.	19.22882	347 27 7	174 55 12	129 50 1[illegible]
—	1894 IV	Okt.	12.19466	296 34 35	48 44 37	2 57 5[illegible]



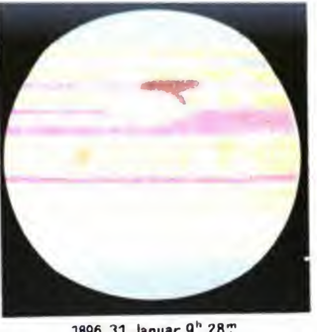
1895. 11. December 17h 40m



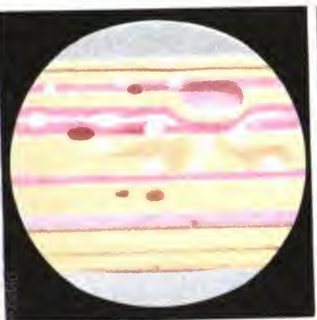
1896. 2. Januar 18h 43m



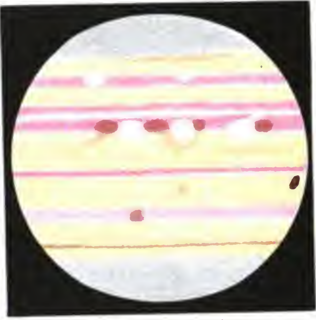
1896. 29. Januar 10h 12m



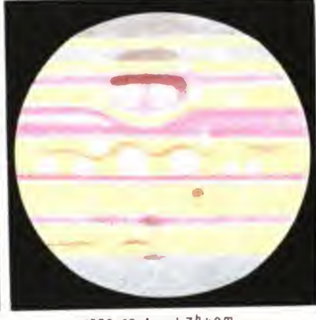
1896. 31. Januar 9h 28m



1896. 19 Februar 9h 31m



1896. 20. Februar 9h 34m



unvollendet.

1896 10 April 7h 40m



1896. 25. April 8h 15m

Lith. Anst v E. A. Funke, Leipzig.

Ed. H. Mayer's Verlag. Leipzig.

Jahrbuch VIII. 1897. Tafel I.

M. Äqu.	log q	e	Berechner	Autorität
24.0	9.772081		Doberck	A. N. 3308
25.0	9.949099	1.000673	Martin	Inaug. Diss. Göttingen
35.0	0.309663		Rechenberg	Inaug. Diss. Breslau
42.0	9.702767		Schwarzschild	A. N. 3276
43.0	7.742510	0.999914	Kreutz	A. N. 3320
47.0	9.689203	0.977108	Hind	A. J. 333
50.0	9.752496		Rechenberg	A. N. 3239
51.0	9.993327		Spitaler	Wiener Ak. Denksch. Bd. 61.
51.0	9.993324	0.999915		
70.0	0.259277		Schobloch	A. N. 3383
73.0	9.585264		Kreutz	Stw. Kiel Publ. IX
73.0	9.585363	0.999730		
79.0	9.995463		Laves	A. J. 362
81.0	9.866026	0.995954	Riem	Leop. Car. Nova acta, Bd. 66
81.0	9.866024	0.995935		
82.0	9.980261		de Ball	Publ. Kuffn. Stw. Bd. IV
82.0	9.980264	1.000074		
85.0	9.874568	0.982263	Klumpke	B. A. XIII. 336
90.0	0.010563	0.821546	Rahts	A. N. 3245
86.0	0.033241		Cohn	A. N. 3218
86.0	0.033274			
90.0	0.132336	0.684600	Coniel	B. A. XIII. 264
90.0	9.430964		Seydler	Böhm. Ges. d. W. VII. F. Bd. 4.
90.0	9.430965			
90.0	9.430982		Radelfinger	A. N. 3389
90.0	0.280484	1.000410	Strömgrén	Reg. soc. phys. Lund Acta T. VI
90.0	0.311053	0.995872	Venturi	A. N. 3351
91.0	9.599770		Lamp	Stw. Kiel Publ. IX
91.0	9.599770			
92.0	0.330430	0.409366	Kohlschütter	Inaug. Diss. Kiel
92.0	0.330768	0.409158		A. N. 3375
92.0	0.330489	0.409596	Zwiers	Verh. Ak. d. W. Amsterdam
92.0	0.330504	0.409527		A. N. 3401
92.0	0.156008	0.589681	Coniel	B. A. XII. 245
93.0	9.829013	0.999462	Kromm	B. A. XII. 78
93.0	9.911191		Peyra	A. N. 3281
93.0	9.909551	0.996489		
94.0	0.143645	0.571895	Chandler	A. J. 338

Die folgenden Elemente sind von Knopf aus Beobachtungen vom 4. und 12. November und 2. Dezember abgeleitet:

$$T = 1897 \text{ Februar } 8.251\,76 \text{ mittlere Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{aligned} \pi &= 258^\circ\ 38'\ 50.8'' \\ \Omega &= \ 86\ \ 17\ \ 51.1 \\ i &= 146\ \ \ 8\ \ 24.9 \end{aligned}\right\} 1897.0$$
$$\log q = 0.026\,228$$

Über zwei kometenähnliche Erscheinungen, die L. Swift im Echo Mountain am 20. und 21. September bei Sonnenuntergang in unmittelbarer Nähe der Sonne gesehen hat, vergleiche man Astron. Nachr. 141. p. 317, 421 und Astron. Journ. 17. p. 8.

Für den Kometen 1890 VII (Spitaler), der am 11. März 1897 sein Perihel erreicht, waren im Herbste 1896 die Sichtbarkeitsverhältnisse am günstigsten, ohne dass die Wiederauffindung, nach der Vorausberechnung von Spitaler, gelungen wäre. Es war dies allerdings von vornherein zu vermuten, da der Komet bei sehr südlichem Stande nur ein Viertel der Helligkeit, die er in der lichtschwachen Erscheinung von 1890 besessen hatte, erreichte.

Definitiv berechnete Kometenbahnen. Prof. H. Kreutz[1]) hat die vorstehende Zusammenstellung der definitiv berechneten Kometenbahnen gegeben, welche seit Erscheinen des Galle'schen Verzeichnisses[2]) bekannt wurden. Einige Bahnen, die Galle im Nachtrage erwähnt hat, sind der Vollständigkeit wegen hier mit aufgeführt. In der Anordnung der Tabelle (auf Seite 32 u. 33) hat er sich Galle angeschlossen; nur die Kolumne »M. Äq.« ist neu hinzugefügt worden.

Bemerkungen und Berichtigungen zur Kometenlitteratur macht Dr. J. Holetschek[3]).

»Was zunächst jene Kometen betrifft, welche nach Laugier, bezw. Hind Erscheinungen des Halley'schen Kometen sein können, so haben diese Identifizierungen durch meine Untersuchungen an Wahrscheinlichkeit nicht verloren, sondern eher noch gewonnen.

Wird für den Kometen des Jahres 66, der nach der Angabe der Chinesen am 20. Februar erschienen und 50 Tage sichtbar gewesen ist, nachdem schon früher, nämlich am 31. Januar, ein aussergewöhnlicher Stern im Osten gesehen worden war, die Bahn des Halley'schen Kometen supponiert, und zwar mit folgenden Zahlenwerten:

$$\begin{aligned} T &= 26.26 \text{ Jan.} \\ \omega &= 108^0 \\ \Omega &= \ 29 \\ i &= 162 \\ \log q &= 9.7660 \end{aligned}$$

so wird zunächst die Identität des am 31. Januar im O gesehenen Gestirnes mit dem Kometen 66 wahrscheinlich gemacht und anderseits auch erklärt, warum der Komet, wenn jetzt als erster Tag der Sichtbarkeit der 31. Jan.

[1]) Vierteljahrsschrift der Astron. Gesellschaft. **31.** p. 309 ff.
[2]) Siehe dasselbe dieses Jahrbuch. **5.** p. 41—50.
[3]) Astron. Nachr. No. 3416.

angenommen wird, schon 50 Tage darauf, also um den 22. März, verschwunden ist. Er hatte nämlich eine so südliche Deklination erreicht, dass er für mittlere nördl. Br. nur schwer oder gar nicht zu sehen war. Im April hätte er zwar, wie die letzte Position zeigt, wieder gesehen werden können, hatte aber schon eine so geringe Helligkeit, dass er dem blossen Auge kaum mehr auffallen konnte. Der geozentrische Lauf wäre somit ähnlich dem des Halley'schen Kometen im Jahre 1759 gewesen, in welchem der Komet während seiner bedeutendsten Erdnähe so weit südlich gekommen ist, dass er für mittlere nördl. Br. unter dem Horizonte stand und erst später bei wesentlich geringerer Helligkeit wieder gesehen werden konnte.

Dasselbe scheint auch im Jahre 837 stattgefunden zu haben, wenn die Annahme erlaubt ist, dass der von den Chinesen in diesem Jahre vom 22. März bis 14. April sehr fleissig, dann aber erst wieder am 28. April beobachtete Komet in den zwei Wochen vom 14. bis 28. April hauptsächlich seines südlichen Standes wegen nicht beobachtet worden ist. Hind meint zwar, dass dieser Komet, obwohl in dieses Jahr eine Erscheinung des Halley'schen Kometen fallen würde, nicht der Halley'sche sein kann, weil die von Pingré angegebene Knotenlänge von der des Halley'schen Kometen um nahe 180° verschieden ist, doch scheinen mir die Folgerungen von Pingré nicht zwingender Natur zu sein, indem die Knotenlänge eigentlich nur aus den Schweifbeobachtungen und der Annahme gefunden ist, dass der Komet um den 10. April in der Nähe der Ekliptik war; die Angaben der Chinesen sind jedoch auch mit südlichern Breiten des Kometen vereinbar. Legt man den Periheldurchgang in Übereinstimmung mit Pingré auf den 1. März, so wird ein sehr südlicher Stand des Kometen erreicht, allerdings nicht, wie zu erwarten gewesen wäre, in der zweiten, sondern schon in der ersten Hälfte des April, doch werden anderseits die Sterndivisionen ziemlich befriedigend ungefähr so wie nach der Bahn von Pingré dargestellt, so dass die Behauptung nicht ungerechtfertigt erscheint, dass der Halley'sche Komet, wenn er überhaupt im Jahre 837 durch das Perihel gegangen und von den Chinesen registriert worden ist, doch derjenige war, den die Chinesen vom 22. März bis 28. April beobachtet haben. In diesem Falle kann auch die Notiz, dass man am 3. Mai einen aussergewöhnlichen Stern in der Jungfrau gesehen hat, auf den Kometen bezogen werden.

Zum Kometen von 451, der nach Laugier eine Erscheinung des Halley'schen Kometen ist, sei bemerkt, dass als Entdeckungstag nicht der 17. Mai, sondern der im »Shi-ki« angegebene 10. Juni der wahrscheinlichere ist, weil der Komet, wenn er wirklich der Halley'sche gewesen, und die von Laugier gefundene Perihelzeit $T = 3.5$. Juli nahezu richtig ist, unter Voraussetzung der im Jahre 1835 beobachteten Helligkeit am 17. Mai 451 noch nicht so hell gewesen sein kann, um dem blossen Auge auffallen zu können, wohl aber am 10. Juni.

Eine nach Hind in das Jahr 989 fallende Wiederkehr des Halley'schen Kometen scheint dadurch verbürgt zu sein, dass die Bahn, welche Burckhardt für den Kometen dieses Jahres aus den Angaben der Chinesen berechnet hat, einige Ähnlichkeit mit der Bahn des Halley'schen Kometen zeigt. Die Darstellung wird aber noch naturgemässer, und insbesondere wird die Angabe, dass der Komet am 13. August in der mit μ Geminorum beginnenden Sterndivision in anscheinend gleicher Breite oder Deklination mit der Gruppe λ, μ Persei gewesen ist besser dargestellt, wenn man statt der Bahn von Burckhardt direkt die Bahn des Halley'schen Kometen annimmt und dabei den Periheldurchgang auf den 2. September setzt.

Die Längen werden nach der zweiten Rechnung ungefähr so dargestellt, wie nach der ersten; um den 23. August zeigt sich zwar eine grosse Differenz, doch spricht dieselbe nicht gegen die überlieferten Angaben, da ausser dem 13. August und dem indirekt angegebenen 12. September kein Beobachtungstag genannt ist. Die wesentliche Differenz zwischen den zwei Darstellungen liegt in der Breite vom 13. August, indem dieselbe nach der zweiten Bahn um 23° südlicher, aber gerade aus diesem Grunde

wahrscheinlicher ist, da kein Grund besteht, den Kometen für den 13. Aug. so weit nördlich anzunehmen, wie aus der Bahn von Burckhardt hervorgeht, sondern im Gegenteil die Beziehung auf die Gruppe λ. μ Persei auf einen wesentlich südlichern Stand, und zwar ungefähr auf den nach der zweiten Rechnung gefundenen hinweist. Es ist daher für diesen Kometen die Bahn des Halley'schen Kometen vorzuziehen.

Das ist das Hauptsächlichste von dem, was ich über die Berechnung einiger mutmasslicher Erscheinungen des Halley'schen Kometen mitteilen wollte. Man könnte auch den nach Angabe der Chinesen im 7. Monat des Jahres 613 vor. Chr. (—612) im Sternbilde des grossen Bären erschienenen Kometen, den Dr. J. Riem (Astron. Nachr. 3393) für eine Erscheinung des Kometen 1881 III hält, mit dem Halley'schen Kometen indentifizieren, wenn man die weitere Zeitangabe, dass der Komet im Herbste erschienen ist, berücksichtigt, und den hier scheinbar bestehenden Widerspruch, dass der 7. Monat in den Herbst gefallen sein soll, durch die Bemerkung beseitigt, es sei damals allerdings verordnet gewesen, das Jahr mit dem das Wintersolstitum enthaltenden Mondmonat zu beginnen, doch sei diese Verordnung wahrscheinlich nicht allgemein befolgt worden, und man habe sich in der genannten Zeit an den alten Brauch gehalten, das Jahr mit jedem Mondmonate zu beginnen, in welchem die Sonne in das Zeichen der Fische tritt, ein Brauch, auf den man ja später ohnehin wieder allgemein zurückgekommen ist. Es hat sogar den Anschein, als wäre die in den chinesischen Kometennotizen sonst nicht übliche Bezeichnung der Jahreszeit hier gerade wegen des schwankenden Jahresanfanges hinzugefügt worden, indem man behufs grösserer Sicherheit anzeigen wollte, dass hier nicht der in den Sommer, sondern der in den Herbst fallende 7. Monat gemeint ist. Demzufolge wäre also die Kometenerscheinung von —612 in den August oder September zu verlegen, und sie wäre, wenn sie dem Halley'schen Kometen angehört, ähnlich der von 1607 verlaufen, in welchem Jahre der Komet am 26. und 27. September den grossen Bären südlich von den Sternen β und γ passiert hat. Als Umlaufszeit würde sich aus der Verbindung mit der mutmasslichen Erscheinung vom Jahre 12 vor Chr. (—11) 75.1 Jahre ergeben. Der Indentifizierung der Kometen stellt sich jedoch die hohe Deklination der Bärensterne entgegen.

Komet von 1299. Die von Pingré gefundene Bahn stimmt mit der Angabe, dass der Komet am 24. Januar, wie Pingré selbst sagt, südlich vom Schnabel der Taube, also wohl nicht nördlicher als bei $\delta = -35^0$ gewesen ist, nicht überein, indem sie für diesen Tag $\delta = -20^0$ giebt.

Komet von 1362. Auf die zwei von Burckhardt angegebenen Bahnen sollte nur im äussersten Notfalle ein Gewicht gelegt werden, da der erste und letzte Kometenort (5. März und 1. April) nur auf Sterndivisionsangaben beruht, und der mittlere, anscheinend bestimmtere (17. März), durch die erste Bahn (mit T = 11. März) nur bis -12^0 in Länge und $+14^1/_2{}^0$ in Breite, durch die zweite (mit T = 2. März) nur bis -29^0 in Länge und -1^0 in Breite dargestellt wird. Zu der Angabe von Burckhardt, er habe bei der ersten Bahn für den 1. April als Breite $\beta = +17^0$, bei der zweiten $\beta = +37^0$ angenommen, muss bemerkt werden, dass auf Grund der Nachrechnung die bei der zweiten Bahn angenommene Breite nicht $+37^0$, sondern $+27^0$ gewesen ist.

Komet von 1402. Die Bahn, durch welche Hind die Beschreibungen dieses vom 22.—29. März sogar bei Tage in der Nähe der Sonne sichtbar gewesenen Kometen darzustellen gesucht hat, lässt zwar, wie der Autor selbst bemerkt, die ausserordentliche Helligkeit des Kometen unerklärt, doch braucht man nur mit dem hier den Ausschlag gebenden Bahnelement, der Periheldistanz, von $q = 0.38$ bis $q = 0.22$ herabzugehen, um zu einem Kometen zu gelangen, nämlich dem von 1744, der ebenfalls eine Zeitlang in der Nähe der Sonne am hellen Tage gesehen werden konnte. Übrigens hat schon Hiorter diese beiden Kometen in Zusammenhang zu bringen gesucht. Sonderbarer Weise kommen auch die von Hind für den Kometen

von 1402 angegebenen Bahnelemente, die Knotenlänge ausgenommen, denen des Kometen von 1744 so nahe, dass der Versuch, hier die Bahn dieses Kometen zu supponieren und den Periheldurchgang auf einen der oben bezeichneten Märztage zu legen, gerechtfertigt erscheint. Thut man dies, so ergiebt sich der geozentrische Lauf des Kometen im Februar und März 1402 ungefähr so, wie nach der Bahn von Hind; im April ist er zwar wesentlich anders, indem der Komet nach der Bahn des Kometen von 1744 im April viel südlicher gekommen wäre als nach der Bahn von Hind, doch wird durch diesen südlichen Stand der Umstand, dass der Komet von 1402 nur bis gegen die Mitte des April gesehen worden ist, leichter erklärlich gemacht als durch die Bahn von Hind. Die grosse Helligkeit des Kometen im März ergiebt sich nach der Supposition des Kometen von 1744 von selbst, wenn man annimmt, dass der Komet von 1402 nicht nur dieselbe Bahn, sondern auch dieselbe Mächtigkeit gehabt hat wie der von 1744.

Komet 1457 II. Die im Chronicon Austriacum von Ebendorffer enthaltene Beschreibung, durch welche Hind zu einer Bahnberechnung dieses Kometen veranlasst worden ist, kann seit dem Bekanntwerden der Beobachtungen von Toscanelli nur noch so weit in Betracht kommen, als es von Interesse ist, nachzusehen, auf welche Weise die Beschreibung des Chronisten mit diesen Beobachtungen in Übereinstimmung gebracht werden kann. Dies lässt sich nun bis zu einer ziemlich grossen Annäherung erreichen, wenn der 8. Juni, der erste und einzige direkt genannte Beobachtungstag, ausser Acht gelassen, und die für diesen Tag angegebene Position $\gamma = 65^0$, $\beta = +5^0$ in die Mitte des Juli verlegt wird. Nach dieser Änderung kann der von Toscanelli beobachtete und auch von den Chinesen registrierte Komet alles, was bei Ebendorffer angegeben ist, wirklich gezeigt haben, aber zu verschiedenen, in der Chronik nicht angegebenen Zeiten. Es hat beinahe den Anschein, als wäre der als Beobachtungstag recht unwahrscheinliche 8. Juni vom Kometen des Vorjahres, dem Halley'schen Kometen, herübergenommen, der ja auch in derselben Chronik beschrieben und nach Toscanelli's Beobachtungen vom 8. bis 11. Juni von $\gamma = 56^1/_2{}^0$ bis 65^0 in eine allerdings um 10^0 nördlichere Breite gegangen ist. Die Herübernahme müsste natürlich erst später geschehen sein, würde aber nicht vereinzelt dastehen, da Pingré bemerkt, dass auch die Kometographen des 16. und 17. Jahrhunderts im Juni 1457 einen Kometen in den Zwillingen und im Krebs erscheinen lassen, der jedoch offenbar der des Jahres 1456 ist. Wie dem auch sei, in jedem Falle ist die Beschreibung von Ebendorffer für eine Bahnberechnung so unzureichend, dass die von Hind berechnete, wegen der grossen Periheldistanz schon von vornherein ganz unwahrscheinliche Bahn neben der von Celoria aus den Beobachtungen von Toscanelli abgeleiteten keine Berechtigung mehr hat.

Komet von Ende 1490 oder Anfang 1491. Die Vermutung, dass sich die von Hind und Peirce gefundenen Bahnen, die erste mit der Perihelzeit $T = 24$. Dez. 1490, die zweite mit $T = 4$ Januar 1491, auf einen und denselben Kometen, nämlich den vom 31. Dez. 1490 bis gegen die Mitte des Februar 1491 sichtbar gewesenen Kometen beziehen, wird zur Gewissheit, wenn man mit jeder der beiden Bahnen für die angegebenen Beobachtungstage die Positionen des Kometen rechnet.

Durch jede dieser Bahnen sind die Angaben, dass der Komet am 31. Dezember in oder südlich von Cygnus, am 6. Januar im Zeichen der Fische, am 10. Januar in der durch α Pegasi bestimmten Sterndivision, und am 22. Januar in der Gruppe ι, η, δ Ceti gewesen ist, so weit dargestellt, dass kein Grund besteht, die Bahnen auf zwei verschiedene Kometen zu beziehen. Die wesentliche Differenz zwischen den beiden Bahnen scheint durch verschiedene Rücksichtnahme auf die Beobachtung vom 17. Januar entstanden zu sein, an welchem Tage der Komet von Bernhard Walther in Nürnberg im Anfang des Zeichens des Widders mit einer südl. Br. beobachtet worden ist. Diese Angabe wird trotz ihrer grossen Dehnbarkeit durch die Bahn von Hind nicht dargestellt, indem

sich aus der Rechnung statt der südl. Br. eine nördliche ergiebt, wohl aber durch die von Peirce, und aus diesem Grunde möchte ich der Bahn von Peirce den Vorzug geben.

Komet von 1556. In der Abhandlung von Hoek ist, nach der Ephemeride zu schliessen, auf den Umstand, dass der Februar im Jahre 1556 29 Tage gehabt hat, nicht Rücksicht genommen und somit die Beobachtung vom 27. Februar eigentlich auf den folgenden Tag verlegt.

Komet von 1558. Die Bahn von Olbers ist wahrscheinlicher als die von Hoek. Abgesehen davon, dass auf der Karte, nach welcher die Bahn von Hoek berechnet ist, die Beobachtungstage nicht angegeben sind und daher einigermassen willkürlich angenommen werden mussten, hätte der Komet nach der Bahn von Hoek, wie die Rechnung zeigt, während der ersten Hälfte des August infolge bedeutender Erdnähe einen grossen Teil des Himmels durchlaufen und gegen das Ende seiner Erscheinung noch immer eine ansehnliche Helligkeit zeigen müssen, was aber durch die Berichte keineswegs bestätigt wird. Die Bahn von Olbers dagegen führt, obwohl sie auch sehr unsicher ist, doch wenigstens auf keinen Widerspruch, und scheint den Lauf des Kometen im allgemeinen richtig zu geben.

Komet von 1585. Der erste Beobachter des Kometen ist, wenn man von den Chinesen absieht, Chr. Rothmann, der ihn zu Cassel am 8./18. Oktober entdeckte, während ihn der damals zu Rothenburg weilende Landgraf von Hessen nur am 19./29. Oktober beobachtet hat.

Komet von 1678. Die Bemerkung in Newton's Opusculum de mundi systemate (in der Übersetzung von Wolfers auf p. 553), der Komet von 1678 sei nach den Beobachtungen von Hooke in seinem Lichte den Sternen 1. Grösse gleich gewesen u. s. w., bezieht sich nicht auf diesen Kometen, sondern auf den von 1680. Ebenso ist in demselben Opusculum zwei Seiten später bei Flamsteed's Kometenbeobachtungen vom 12./22. und 15./25. Dezember als Jahr nicht 1679, sondern offenbar 1680 zu lesen.

Komet von 1698. Der Komet ist nicht, wie bei Pingré zu lesen ist, von Cassini, sondern, wie aus dem 10. und auch aus dem 2. Band der Pariser Mémoires hervorgeht, von Ph. de la Hire entdeckt worden.

Komet von 1723. Die Angabe, dass der Komet zu Bombay in Ostindien schon am 1. Oktober alten, also 12. Oktober neuen Stiles gesehen wurde, ist unrichtig und scheint dadurch entstanden zu sein, dass Struyck und Pingré die der ersten Beobachtung vom 7./18. Oktober vorgesetzte Nummer 1 für das Datum gehalten haben, was bei flüchtiger Betrachtung des Beobachtungsverzeichnisses immerhin leicht geschehen kann.

Die von Hind für den im Februar 1746 angeblich erschienenen Kometen berechnete Bahn scheint durch einen wesentlichen Fehler in der Perihelzeit entstellt zu sein, da sie, abgesehen davon, dass die Angaben von Kindermann, auch wenn man in ihnen sehr bedeutende Ungenauigkeiten zulässt, in ihrer Gesamtheit durch eine Bahn nicht dargestellt werden können, von diesen Angaben keine einzige darstellt, wohl aber die zweite Partie in den allgemeinsten Umrissen dann, wenn die Perihelzeit wesentlich früher als auf den 15. Februar gesetzt wird. Ich habe die folgende Bahn gefunden:

$$\begin{aligned} T &= 1746 \text{ Jan. } 29.808 \text{ M. Z. Paris} \\ \omega &= 137^\circ\ 1' \\ \Omega &= 340\ \ 4 \\ i &= 9\ \ 51 \\ \log q &= 9.9402 \end{aligned}$$

muss aber bemerken, dass dieselbe, weil mir auf Grund einer Durchsicht bezw. Prüfung der litterarischen Produkte Kindermann's dieser garnicht reell zu sein scheint, in ein Kometenbahnverzeichnis eben so wenig aufgenommen zu werden verdient als die Bahn von Hind.

Die Bahn von Olbers ist so anzunehmen, wie sie im Astron. Jahrb. 1804 und darnach auch in Carl's Repertorium gegeben ist, nämlich:

$$T = 1789 \text{ Nov. } 28.20^{h}\ 26^{m}$$
$$\omega = 255^{0}\ 9'$$
$$\Omega = 142\ \ 1$$
$$i = 107\ 56\tfrac{1}{2}$$
$$\log q = 9.7120\ 41$$

Ob T als Zeit von Limoges oder von Paris zu gelten hat, lässt sich nicht entscheiden und ist hier eigentlich belanglos, weil die Bewegung des Kometen in 4.3 Zeitminuten (Meridiandifferenz) weniger als eine halbe Bogenminute gewesen ist.

Zum Schluss sei noch bemerkt, dass die Kometen von 1092, 1231, 1499, 1702 und vielleicht auch (wenigstens nach der Übersetzung von Biot) der von 568, möglicherweise zu den kurzperiodischen gehören, da sie nebst kleiner Neigung bei direkter Bewegung auch noch die körperlichen Eigenschaften der meisten kurzperiodischen Kometen zeigen, indem sie nämlich anscheinend schweiflos geblieben und dem blossen Auge hauptsächlich infolge bedeutender Erdnähe aufgefallen sind, also keine besonders mächtigen Himmelskörper gewesen sein können; dieselben Eigenschaften haben sich auch bei denen von 1585, 1678 und 1743 I ergeben, für welche jedoch die Periodität auch schon auf Grund der Bahnelemente wahrscheinlich gemacht worden ist.«

Der Komet 1890 VII. ist bezüglich seiner Bahnverhältnisse von seinem Entdecker Dr. R. Spitaler genauer untersucht worden.[1])

Der Komet wurde am 17. November 1890 entdeckt, und zwar durch einen eigentümlichen Zufall. Professor Zona in Palermo entdeckte Tags vorher einen Kometen, und das Telegramm mit der Entdeckungsnachricht traf an der Wiener Sternwarte am 17. November um $2\,{}^{1}/_{2}{}^{h}$ morgens ein. Dr. Spitaler richtete den 27 zölligen Refraktor auf die betreffende Himmelsgegend und sah auf den ersten Blick ein kometartiges Objekt. Da ihm dasselbe jedoch für den Kometen Zona, der im Telegramm als »ziemlich hell« bezeichnet war, zu schwach schien, bewegte er das Fernrohr hin und her und traf nun auf den Kometen Zona. Die Ortsveränderung zwischen den umliegenden Sternen, welche durch zwei in einer Zwischenzeit von einer halben Stunde gemachte Beobachtungen bestätigt wurde, zeigte, dass auch das erste Objekt ein Komet sei. Ein physischer Zusammenhang dieses Kometen mit dem Zona'schen war wegen der viel langsamern Bewegung ausgeschlossen.

Nun trat leider in Wien anhaltend schlechtes Wetter ein, so dass der Komet nicht weiter verfolgt werden konnte. Da auch von andern Sternwarten keine Beobachtungen einlangten, und auf eine telegraphische Anfrage aus Boston die Antwort zurückkam, dass der Komet vergebens auf mehrern amerikanischen Sternwarten gesucht wurde, war wenig Hoffnung vorhanden, diesen lichtschwachen Kometen wieder aufzufinden, falls er nicht inzwischen heller geworden war. In Nizza suchte Charlois am 17. November mit dem Äquatoreal-Gautier von 38 cm Öffnung vergebens nach dem Kometen; mit dem grossen Äquatoreal von 76 cm Öffnung wurde der Komet in derselben Nacht zwar gesehen, aber es blieb keine Zeit mehr, ihn zu beobachten. Die Lick-Sternwarte auf Mount Hamilton erhielt von der Entdeckung dieses Kometen, mit Ausnahme einer flüchtigen Bemerkung hierüber in einem Briefe Swift's, der aber zur Zeit des Vollmondes dort eintraf, erst am 2. Dezember durch ein Science Observer-Zirkular Nachricht, doch konnte wegen ungünstiger Witterung nicht nach dem Kometen gesucht werden.

---

[1]) Denkschriften der math.-naturw. Klasse der k. k. Akademie der Wiss. in Wien No. LXIV.

Nach der aus den beiden Entdeckungsbeobachtungen ermittelten täglichen Bewegung sollte am 4. Dezember, wo in Wien endlich wieder eine schöne Nacht war, der Komet in der Nähe von ε Aurigae stehen, und in der That gelang es Dr. Spitaler, denselben wieder aufzufinden und zu beobachten. Nachdem diese Beobachtung den Sternwarten telegraphisch mitgeteilt worden war, wurde der Komet vom 6. Dezember an auch in Algier, Dresden, Kopenhagen, Mount Hamilton, Nizza, Paris, Strassburg und Tacubaya beobachtet.

Zur Zeit der Entdeckung und Wiederauffindung hatte der Komet eine runde Koma von ungefähr $^1/_2{}'$ Durchmesser und einen deutlichen Kern. Die Gesamthelligkeit dürfte einem Sterne 13. Grösse gleichgekommen sein. Das allgemeine Aussehen hat sich während der weitern Sichtbarkeit nicht wesentlich verändert; im Januar 1891 wurde der Komet schon sehr schwach, und Prof. Barnard gab am 12. Januar die weitern Beobachtungen mit dem 36zölligen Refraktor auf. Dr. Spitaler selbst gelang es, den Kometen noch am 27. Januar und 4. Februar mit dem 27zölligen Refraktor zu sehen und, wenn auch nur minder gute Beobachtungen zu erlangen.

Zur Zeit der Entdeckung waren die beiden Kometen 23.3 Bogenminuten scheinbar voneinander entfernt. Sie näherten sich aber am 17. November um $0^h\ 8^m$ m. Z. Berlin auf 3.9 Bogenminuten, so dass um diese Zeit die äussersten Grenzen der Komas sich nahezu berührt haben, und die beiden räumlich 0.56 Erdbahnhalbmesser voneinander entfernten Kometen von der Erde aus gesehen als ein Doppelkomet sich darstellten. Leider war aber um diese Zeit in Amerika, wo die Erscheinung hätte beobachtet werden können, die Entdeckung der beiden Kometen noch nicht bekannt.

Der Komet Spitaler's konnte während seiner ganzen Sichtbarkeitsdauer nur mit grössern Instrumenten beobachtet werden, und es ist daher auch die Zahl der erlangten Positionsbestimmungen eine für die 80tägige Sichtbarkeitsdauer verhältnismässig geringe. Es wurden im ganzen in 24 Nächten 46 Positionsbestimmungen gemacht. Es weisen aber, wie schon Leutnant-General Tennant hervorgehoben, und Dr. Spitaler bestätigt hat, die Beobachtungen eine bei Kometenbeobachtungen ungewöhnlich grosse Genauigkeit auf.

Der Komet wurde beobachtet in:

Algier von Rambaud mit dem Teleskop Foucault von 50 *cm* Öffnung	in	1 Nacht,
Dresden von Dr. B. v. Engelhardt mit dem 12zölligen Refraktor	»	1 »
Kopenhagen von C. F. Pechüle mit dem $10^1/_2$zölligen Refraktor	»	1 »
Mount Hamilton von Prof. Barnard mit dem 12zölligen Refraktor	»	9 Nächten,
Mount Hamilton von Prof. Barnard mit dem 36zölligen Refraktor	»	3 »
Nizza von Charlois mit dem Äquatoreal-Gautier von 38 cm Öffnung	»	3 »
Paris von Madm. Klumpke mit dem West-Äquatoreal von 38 *cm* Öffnung	»	1 Nacht,
Strassburg von Dr. Kobold mit dem 18zölligen Refraktor	»	5 Nächten,
Tacubaya von F. Valle mit dem Äquatoreal von 38 *cm* Öffnung	»	1 Nacht,
Wien von R. Spitaler mit dem 27zölligen Refraktor . .	»	14 Nächten.

Über das Aussehen des Kometen, welcher wie fast alle periodischen Kometen von kurzer Umlaufszeit nur eine geringe Lichtstärke besitzt und deshalb auch spektroskopisch nicht untersucht werden konnte, finden sich von den Beobachtern nur wenige Bemerkungen.

Am 7. und 9. Februar, sowie 6. und 7. März konnte in Wien der Komet, obwohl sehr reine Luft, nicht mehr gesehen werden.

Die erste Bahnbestimmung, welche Dr. Spitaler auf die von ihm erlangten Beobachtungen vom 16. November, 4. und 13. Dezember gründete, zeigte, dass die Bahn des Kometen weder durch eine Parabel, noch durch eine langgestreckte Ellipse dargestellt werden könne, und Dr. Rosmanith, in dessen Gemeinschaft er diese erste Rechnung ausgeführt hatte, fand schliesslich, dass sich der Komet in einer Ellipse mit 6.4 Jahren Umlaufszeit bewege, was auch durch eine Bahnbestimmung von Prof. Krüger bestätigt wurde. Eine von Dr. Spitaler auf die Beobachtungen vom 16. November, 8. und 29. Dezember gegründete Bahnbestimmung stellte schon sämtliche bis zu dieser Zeit erlangten Beobachtungen recht genau dar, und es konnten daher diese Elemente für die Vorausberechnung des weitern Laufes des Kometen benutzt werden.

Elemente und Ephemeriden wurden ferner gerechnet von Searle und Whitaker, sowie von J. R. Hind und Leutnant-General Tennant: letzterer hat schon einen grossen Teil sämtlicher Beobachtungen seiner Rechnung zu Grunde gelegt, weshalb Dr. Spitaler dessen Elemente zum Ausgange der vorliegenden Bahnverbesserung gemacht hat. Dieselben lauten:

Zeit des Perihels = 1890 Oktober 26.155 95 m. z. Berlin.

Länge des Perihels	= 58° 13′ 0.40″	Äq. 1890.0.
Länge des aufsteigenden Knotens.	= 45 7 19.83	
Neigung gegen die Ekliptik. . .	= 12 51 29.30	
Exzentrizitätswinkel	= 28° 12′ 45″ 58	
Mittlere tägliche Bewegung	= 554° 2197	
Logarithmus der halben grossen Axe . .	= 0 537 5498	

Umlaufsdauer = 2338.46 Tage = 6.4022 Jahre.

Mit diesen Elementen hat nun Dr. Spitaler für die Zeit, in der der Komet beobachtet wurde, eine genaue Ephemeride berechnet und mit dieser alle bekannt gewordenen Beobachtungen verglichen. Hieraus wurden dann 7 Normalorte und aus diesen in der üblichen Weise verbesserte Bahnelemente des Kometen abgeleitet. Obwohl der Komet sich während der Zeit seiner Sichtbarkeit keinem der grossen Planeten so weit genähert hat, dass er bedeutende Störungen erlitten hätte, so hat Dr. Spitaler doch die Störungsrechnung auf Venus, Erde, Mars, Jupiter und Saturn ausgedehnt und für die Zeit vom 12. November 1890 bis 10. Februar 1891 ausgeführt. Der Einfluss der Störungen auf die Darstellung der Normalorte wird dann dargestellt, um in weitern Rechnungen die übrig bleibenden Fehler durch Variation der Elemente auf ein Minimum zu bringen und die wahrscheinlichste Bahn des Kometen zu ermitteln. Schon die erste Bahnbestimmung dieses Kometen hatte aber gezeigt, dass man die Elemente innerhalb verhältnismässig weiter Grenzen variieren kann und damit doch die Beobachtungen noch gut darstellt. Dies fand auch Dr. Spitaler. Es kann daher an eine weitere Verbesserung der Bahn des Kometen nicht gedacht werden, bevor nicht neuere Beobachtungen bei einer der nächsten Wiederkehr erlangt werden. Die verhältnismässig grosse Genauigkeit in den vorhandenen Beobachtungen lässt aber vermuten, dass die von Dr. Spitaler abgeleiteten Elemente trotzdem ziemlich sicher, und dass nennenswerte Änderungen in denselben nicht anzunehmen sind.

Es können daher vorläufig die nachstehenden Elemente als definitive betrachtet werden:

Epoche 16. 7 November 1890

Länge des Perihels	= 58° 24′ 9″ 35	Äq. 1890 0.
Länge des aufsteigenden Knotens	= 45 4 56″ 62	
Neigung der Bahn	= 12 50 7″ 34	
Exzentrizitätswinkel	= 28° 7′ 660″	
Mittlere tägliche Bewegung	= 556° 7675	
Logarithmus der halben grossen Axe .	= 0.536 2218	
Umlaufszeit.	= 6° 3728 Jahre.	

Nach dieser Berechnung würde der Komet am 11. März 1897 sein Perihel erreichen, aber schon September und Oktober 1896 bezüglich der Erde in die günstigsten Sichtbarkeitsverhältnisse treten. Dr. Spitaler hat zum Zwecke der Aufsuchung des Kometen im Herbste 1896 eine Ephemeride berechnet, allein das Gestirn ist nicht gefunden worden, wahrscheinlich infolge seiner Lichtschwäche.

Definitive Bahnbestimmung des Kometen Holmes (1892 III). Dieselbe ist von H. J. Zwiers ausgeführt worden, unter Berücksichtigung der Störungen durch Erde, Mars und Jupiter[1]). Es ergaben sich folgende, für den 4. November 1892 oskulierende Elemente:

$$T = 1892 \text{ Juni } 13.38694 \text{ mittl. Zeit Berlin}$$
$$\left.\begin{aligned} \omega &= 14^{0}\,15'\,52.0'' \\ \Omega &= 331\;\;41\;\;34\,0 \\ i &= 20\;\;47\;\;16.3 \end{aligned}\right\} 1892.0$$
$$q = 2\,643373$$
$$e = 0.409596$$
$$U = 2521.205 \text{ Tage.}$$

Aus der Berechnung der Jupiter- und Saturnsstörungen, welche der Komet bis Anfang 1899 erleidet, hat Verf. ferner gefunden[2]), dass der nächste Periheldurchgang in den April 1899 fallen wird. Der Komet wird dann aber für unsere Gegenden zu sehr südlich stehen, um hier genauer betrachtet werden zu können.

Physikalische Eigentümlichkeiten des Kometen 1893 II. M. J. Hussey hat diesen Kometen in der Zeit vom 11.—18. Juli wiederholt photographisch aufgenommen[3]), wodurch besonders bezüglich des Schweifes interessante Resultate erhalten wurden. Der Schweif setzte sich nämlich gemäss diesen Aufnahmen aus zahlreichen einzelnen Streifen zusammen, die nahe der Koma in Gruppen vereinigt waren, sich aber weiter ab zunehmend trennten, wobei die mittlern Gruppen die längsten Streifen zeigten. Dieser Schweif weicht also in seinem Aussehen völlig von den Schweifen früherer grosser Kometen ab, die gemäss den Zeichnungen hohle Kegel zu sein schienen. Mehrfach kamen im Schweife Verdichtungen vor, nämlich helle Stellen, welche wirkliche Kondensationen der Schweifmaterie sein dürften. Solche Kondensationen zeigen sich auf drei am 13. Juli gemachten Aufnahmen in verschiedenen Entfernungen vom Kerne, woraus geschlossen wird, dass sie sich thatsächlich rasch von diesem entfernten, und zwar mit Geschwindigkeiten von 71, 84 und 95 *km* in der Sekunde.

Untersuchungen über die Bahn, welche der Komet Swift (1895 II) vor dem Jahre 1884 beschrieb. In einer frühern Mitteilung[4]) hat L. Schulhof die Aufmerksamkeit der Astronomen auf die

---

[1]) Astron. Nachr. 138. p. 65.
[2]) A. a. O. p. 419.
[3]) Publ. Astr. Soc. of Pacific. 7. p. 161 u. ff.
[4]) Compt. rend. 121. p. 628.

wahrscheinliche Identität des Kometen Swift (1895 II) mit dem berühmten Lexell'schen Kometen gelenkt und die Wichtigkeit einer möglichst langen Reihe von Beobachtungen dieses Kometen betont, da dessen nächste vier Rückkünfte unter ungünstigen Sichtbarkeitsverhältnissen stattfinden werden. Die von Campbell und Hussey 1895 und 1896 angestellten Beobachtungen umfassen einen Zeitraum von mehr als fünf Monaten, und dieser Umstand hat ihm gestattet, die Bahnelemente des Kometen mit ziemlich grosser Schärfe zu bestimmen, besonders die Umlaufsdauer konnte bis auf etwa zwei oder drei Tage genau ermittelt werden. Indessen genügt diese geringe Unsicherheit doch schon, um den Versuch unmöglich zu machen, die Störungen, welche der Komet in dem Zeitintervall 1895—1779 erlitten hat, zu ermitteln, während man doch bis zu letzterem Datum zurückgehen muss, um die Bahnelemente dieses Kometen mit jenen, welche Leverrier für den Lexell'schen Kometen berechnete, vergleichen zu können. Während dieses Zeitraumes von 116 Jahren ist der Komet zu wiederholten Malen in der Nähe des Jupiter gewesen, und wenn man auch mit einiger Genauigkeit die Positionen des Kometen bei seinen letzten Vorübergängen 1886 und 1837 feststellen kann, so wird die Unsicherheit, doch wenn wir weiter zurückgehen, immer beträchtlicher, und man muss die nächste Rückkehr des Kometen abwarten, um die Umlaufszeit genauer zu bestimmen, worauf erst eine hinreichend scharfe Berechnung der Störungen ausführbar wird. Schulhof hat seine Rechnungen in etwas genauerer Form nur bis 1884 ausgeführt, für die frühere Epoche dagegen nur einige näherungsweise Ermittelungen angestellt. Hier sollen kurz die Ergebnisse dieser Untersuchungen mitgeteilt werden[1]). Bei der Bahnbestimmung wurden alle bekannten Positionen der Vergleichssterne benutzt und auch den geringen Störungen Rechnung getragen, welche der Komet während seiner Sichtbarkeit erleidet, und aus sieben Normalörtern die folgenden wahrscheinlichsten Elemente gefunden:

Epoche 1895 August 25.5 mittl. Zeit von Paris,
mittleres Äquinoctium und mittlere Schiefe der Ekliptik 1895.0

Mittlere Anomalie (M)	0° 38′ 24.24″
Länge des Perihels (π)	338° 4′ 9.25″
Länge des aufsteigenden Knotens (Ω) .	170 18 15.65
Neigung der Bahn (i)	3 0 21.90
Exzentrizitätswinkel (φ)	40 41 55.80
Mittlere tägliche Bewegung (μ) . . .	492.5070″
Umlaufszeit	7.2043 Jahre.

Mit diesen Elementen wurden nun die Störungen des Jupiter und Saturn für den Zeitraum vom 25.5 August 1895 bis 1.0 Juni 1887 berechnet, dann für 1.0 Juni 1887 bis 17.0 April 1886 die Jupiterstörungen von 20 zu 20 Tagen mit den von Intervall zu Intervall geänderten Elementen, sowie die sehr geringen Störungen des Saturn

1) Bulletin Astronomique. 14. 1897. Mars. p. 81 u. ff.

von 60 zu 60 Tagen. Diese Störungsrechnungen ergaben die Veränderungen, welche an den Bahnelementen anzubringen waren, und aus letztern wurden dann die jovizentrischen Bahnelemente des Kometen vom 17. April 1886 bis zum 8. Dezember 1885 abgeleitet. Für letzteres Datum wurden wieder heliozentrische Elemente gerechnet und zu diesen die Störungen des Jupiter bis zum 13. Dezember 1884, während die Saturnstörungen in dieser Epoche unmerklich blieben. Die folgende Zusammenstellung enthält die so gefundenen Bahnelemente des Kometen: 1. für 10.0 August 1885 und 2. für 13.0 Dezember 1884, sowie ein drittes System von Elementen, welches näherungsweise als konstant während der 36 Jahre bis 1838 geschätzt werden kann.

	1	2	3
M	202° 7′	165° 15′	147° 4′
π	344 39	344 50	344 54
☊	22 22	21 1	21 1
i	0 52.2	0 54.1	0 54.1
φ	44 34	44 0	43 46
μ	9.0338	8 9823	8.9691
Umlaufszeit . .	6.546	6.584	6 593 Jahre.

Um den Grad der Unsicherheit dieser Elemente beurteilen zu können, hat Schulhof eine Rechnung angestellt unter der Voraussetzung, dass die mittlere tägliche Bewegung 0.5″ kleiner und ebenso viel grösser sei als oben angenommen. Unter keiner dieser drei Annahmen konnten die Störungen zwischen 1838 und 1884 beträchtlich sein, der Abstand des Kometen vom Jupiter war niemals geringer als 2.5 Erdbahnhalbmesser, und ebensowenig kam er in die Nähe des Mars, obgleich er sich der Bahn dieses letztern allerdings in zwei Punkten erheblich nähert. Unter diesen Umständen würde es leicht sein, den Kometen Swift unter den zur Bahnberechnung nicht hinreichend beobachteten Kometen zwischen 1838—1884 zu erkennen, falls er zufällig mit einem derselben identisch wäre. Indessen giebt es nur einen Kometen, der hier in Frage kommen könnte, nämlich jenen, welchen Goldschmidt zu Paris am 16. Mai 1855 entdeckte, und dessen einzige Beobachtung keinerlei Andeutung über seine Bewegung liefert. Stellt man diese Beobachtung mit den wahrscheinlichen Elementen des Kometen Swift dar, so genügt nur die beobachtete Länge des Goldschmidt'schen Kometen, wenn das Perihel am 27. Juli eintrat (nach den obigen als konstant angenommenen Elementen zwischen 1855 und 1884 findet man den 22. Juli), aber die berechnete Breite ist um 23.7′ nördlicher als die beobachtete, und um diese Abweichung fortzuschaffen, müsste man die Neigung i um 16′ vergrössern, was der Hypothese einer Verminderung der täglichen Bewegung um —0.25″ entspricht, wodurch aber nun wieder der Periheldurchgang nach den ungestörten Elementen um etwa drei Wochen später fallen würde. Ausserdem muss man erwägen, dass der Komet damals zehnmal schwächer gewesen sein

muss als im August 1895, und Goldschmidt's Fernrohr nur 30 Linien Öffnung besass. Schulhof glaubt daher nicht, dass die beiden Kometen identisch sind. Ohne ganz enorme Rechnungen ist es, wie er sagt, unmöglich, die Frage der Identität des Kometen Swift mit dem Kometen Lexell mit Gewissheit zu beantworten. Indessen kann man die unbedingt nötigen Bedingungen ihrer Identität wenigstens präzisieren. Bei dieser Gelegenheit skizziert Schulhof in allgemeinen Zügen den Weg, welchen man einschlagen muss, um die Frage der Identität zweier Kometen zu entscheiden, eine Frage, die mit der zunehmenden Zahl der periodischen Kometen immer häufiger auftaucht.

Schulhof geht dabei von der Annahme aus, dass die gegenwärtige Umlaufszeit des zu untersuchenden Kometen hinreichend genau bekannt ist, andernfalls müsste man in dieser Beziehung mehrere Hypothesen aufstellen und jede für sich behandeln. Ferner setzt er voraus, dass während des behandelten Zeitintervalles der Komet sich nur ein einziges Mal dem Jupiter beträchtlich genähert hat. Andernfalls würde man nicht genau genug die auf die erste Einwirkung des Jupiter folgende Umlaufszeit kennen, und das Problem würde auf den ersten Fall reduziert sein, d. h. man hätte mehrere Voraussetzungen über die Umlaufsdauer zu machen.

Welches auch immer die Veränderungen der Kometenbahn durch die Wirkung des Jupiter sein werden, so bleiben doch stets drei Kombinationen von Elementen derselben nahezu konstant. Die wichtigste dieser Kombinationen ist zuerst von Tisserand angezeigt worden, und erst seit Entdeckung dieses Kriteriums hat man einige Chancen des Erfolges bei Lösung des schwierigen Problems der Identifizierung zweier Kometen. Die beiden andern Kriterien sind von geringerer Wichtigkeit, können aber immerhin einige nützliche Andeutungen geben, besonders wenn die Umlaufszeiten nicht genügend genau bekannt sind.

Es bezeichnen Aj, Rj, Lj die halbe grosse Axe der Jupiterbahn, den Radiusvektor und die heliozentrische Länge im Punkte der grössten Annäherung des Kometen, ferner r_0 den Radiusvektor des Kometen in dem nämlichen Punkte, so hat man:

$$\frac{1}{a} + \frac{2\sqrt{Aj}}{R^2j}\sqrt{p} \cdot \cos i = \text{const.}$$
$$p - Rj\, e \cos (Lj - \pi) = r_0$$
$$\sqrt{p} \sin i \sin (Lj - \Omega) = \text{const.}$$

Diese Ausdrücke sind noch etwas exakter, wenn die Elemente auf die Ebene der Jupiterbahn als Fundamentalebenen bezogen werden, weil in diesem Falle einige weggelassene Glieder kleinere Werte erhalten.

Wenn man vermutet, dass zwei Kometen identisch seien, so muss man für beide die nämlichen Konstanten erhalten, besonders in der Tisserand'schen Gleichung. Wenn a (die halbe grosse Axe

der Kometenbahn) nicht genau bekannt ist, so muss man, wie schon oben erwähnt, mehrere Annahmen über ihren Wert machen, doch wird man in diesem Falle viel schwerer Sicherheit erlangen können. Die periodischen Kometen haben, mit etwa drei Ausnahmen, nur geringe Bahnneigungen gegen die Ekliptik, man wird daher im allgemeinen keinen grossen Fehler begehen, wenn man cos i als Konstante betrachtet. Man erkennt dann, dass jede der drei Gleichungen eine konstante Beziehung zwischen zwei Elementen ausdrückt derart, dass, wenn die Veränderung des einen bekannt, diejenige des andern dadurch näherungsweise bestimmt wird. Die so zusammengehörigen Elemente sind: halbe grosse Axe und Exzentrizität, Länge des Perihels und mittlere Anomalie, Knoten und Neigung. Die zweite Relation gewährt sogar ein Mittel, näherungsweise π zu bestimmen, wenn man die Änderung von a und e kennt. In Wirklichkeit hat man zwei Lösungen, aber man wird, abgesehen von aussergewöhnlichen Fällen, leicht entscheiden können, welcher Wert genommen werden muss. In der That ist $L_0 - \pi$ fast immer gleich der wahren Anomalie in dem Punkte der kürzesten Distanz des Kometen vom Jupiter. In der modifizierten Bahn kann die wahre Anomalie, welche dem nämlichen Punkte entspricht, den Quadranten nicht ändern, ausser im Falle ungewöhnlich grosser Perturbationen, oder wenn der Punkt der grössten Annäherung nahe dem Aphelium des Kometen liegt, was freilich oft vorkommt. Die dritte Relation zeigt, dass die Knotenlänge ausserordentlich grossen Veränderungen unterliegen kann, wenn die Neigung der Bahn des Kometen zwischen den beiden Erscheinungen in einem gegebenen Augenblicke sehr klein ist. Die vorgenannten Relationen gestatten nicht, die zusammengehörigen Elemente zu trennen, doch kann man dies erreichen durch andere Bedingungen, welche das Problem der Identifizierung in einem gegebenen Falle liefert, z. B. dass der Komet an einem bestimmten Datum in seinem Perihel oder in der Nähe des Jupiter gewesen sein muss. L. Schulhof zeigt nun weiter die Richtigkeit und Tragweite eines Lehrsatzes, der sich auf die Störungen eines in die Nähe des Jupiter kommenden Kometen bezieht, und welchen er in folgender Weise präzisiert: »Die Umlaufsdauer wird nach den grossen Störungen durch Jupiter grösser oder kleiner als vorher, je nachdem im Punkte des kürzesten Abstandes die heliozentrische Länge L des Jupiter grösser oder kleiner ist als die heliozentrische Länge l des Kometen. Die Änderung der Umlaufsdauer des Kometen wird im allgemeinen um so grösser sein, je kleiner $L - l$ ist.«

Bei seinen Untersuchungen über die Identität der Kometen Swift und von Lexell zeigt Schulhof, auf genäherte Rechnungen gestützt, dass die Beobachtungen des Kometen Swift sich gut mit der Voraussetzung vertragen, dass beide Kometen gleichzeitig um 1779.5 in der Aktionssphäre des Jupiter gewesen seien. Indessen erfordert die Hypothese einer Identität beider noch zwei andere

Bedingungen, nämlich zunächst, dass die Störungen der Knotenlänge von 1780 bis 1884 auf ungefähr 180° gestiegen seien, und dann, dass die kürzeste Distanz zwischen dem Kometen und dem Jupiter um 1779.5 in der heliozentrischen Länge l = 183° stattgefunden habe. Gemäss den wahrscheinlichsten Bahnelementen für 1884 nähert sich der Komet der Jupiterbahn in zwei Punkten, deren heliozentrische Längen l = 147.2° und l = 181.3° sind. Im ersten Punkte beträgt die kürzeste Entfernung beider Bahnen 0.024. Der zweite Punkt, welcher 1895 Hauptpunkt war, war 1884 nur ein sekundärer Punkt, in welchem sich die beiden Bahnen nur bis zu 0.095 Erdbahnhalbmessern einander näherten. Ohne die Störungen würde sich der Komet gegen 1837.9 in l = 147° in der grössten Nähe der Jupiterbahn befunden haben, vier Monate später als dieser Planet selbst; 1827 würde er nur fünf Wochen nach Jupiter den Punkt l = 181° erreicht haben, und gleicherweise würde 1815 die Distanz beider Gestirne voneinander nicht beträchtlich gewesen sein. In Wirklichkeit kann man die respektive Position des Kometen gegen Jupiter für 1827 und 1815 nicht genau angeben, wenn man die Störungen nicht kennt, welche der Komet 1838 erlitten hat. Indessen kann man wenigstens einigermassen den Zeitpunkt feststellen, wann der Komet um 1827 den Punkt l = 181° erreicht hat, aber man ist bereits in grosser Ungewissheit über die Position des Kometen 1815 und in fast völliger Unwissenheit, wenn man über 1814 zurückgeht. Anderseits aber ergiebt sich aus dem Schulhof'schen Theorem, dass vor 1837 die Umlaufsdauer des Kometen merklich kürzer war als nach 1838, also kürzer wie 6.56 Jahre. Nur dann aber, wenn diese Umlaufszeit vor 1837 nicht 6.4 Jahre erreichte, kann der Komet überhaupt zwischen 1779 und 1837 ein oder mehrere Male dem Jupiter sehr nahe gekommen sein und eventuell diejenigen Störungen erlitten haben, welche die Hypothese der Identität mit Lexell's Komet verlangt. Schulhof untersucht eingehend die Bedingungen des Problems und kommt zu dem Ergebnisse, dass der Komet in der That um 1779.5 herum sich in der Aktionssphäre des Jupiter befunden habe und zwischen 1779 und 1815 vier, fünf oder sechs volle Umläufe gemacht haben kann. Anderseits kommt er aber auch zu dem Ergebnisse, dass die beiden Kometen nur dann identisch sein können, wenn die grosse Jupiterstörung zwischen 1780 und 1814 stattfand, in der Gegend des zweiten Annäherungspunktes zwischen l = 130° und l = 150°. Ob der Komet sich damals dort befand, lässt sich indessen mit Gewissheit nicht entscheiden, und so führt die Untersuchung zu keinem sichern Ergebnisse. Die Identität der beiden Kometen ist nur möglich in dem Falle, dass die Umlaufsdauer nach 1779 fast neun Jahre betrug. Dann würde auch die Periheldistanz sehr gross gewesen sein, was hinreichend erklären könnte, weshalb man den Kometen nicht wieder gesehen. Es wäre an sich durchaus nicht erstaunlich, wenn der Komet Swift ebenso wie der Komet

Finlay mit dem Lexell'schen Kometen identisch wäre. »Diese Kometen,« bemerkt Schulhof, »scheinen eine Gruppe zu bilden, der wahrscheinlich auch die Kometen Wolf und Barnard (1892 V) und vielleicht auch derjenige von Giacobini und der Komet von 1585 angehören. Immer häufiger zeigen sich Fälle, in denen Kometen gewissermassen als Fragmente auftauchen. Die jüngsten Untersuchungen von Callandreau, nach jenen von Schiaparelli, Charlier, Picart und Tisserand haben gezeigt, dass selbst die elliptische Gestalt der Kometenbahnen, die Desaggregation dieser Gestirne begünstigt. Solche Desaggregation wird noch wahrscheinlicher, wenn eine Ansammlung so wenig dichter und so weit ausgedehnter Materie häufig in der Nähe des Jupiter vorüberzieht. Die Attraktion, welche dieser Planet auf die verschiedenen Teile des Kometen ausübt, und die nach deren jovizentrischer Entfernung verschieden ist, ist ein mächtiges Mittel der Auflösung.

Die nächste Rückkehr des Kometen im Jahre 1902 wird unter ziemlich ungünstigen Sichtbarkeitsverhältnissen stattfinden. Die grösste Helligkeit, die er erreicht, wird etwa gleich sein derjenigen, die er im November 1895 hatte, in der er noch an einigen Sternwarten beobachtet wurde. Man muss indessen hoffen, dass der Komet trotz seiner starken südlichen Deklination im Jahre 1902 gefunden wird. Sollte dies nicht der Fall sein, so wird man bis 1931 warten müssen, denn die Oppositionen von 1910, 1917 und 1924 werden ungünstigere Sichtbarkeitsverhältnisse des Kometen bringen, als diejenigen von 1902.

Der Biela'sche Komet und der Komet Perrine. Über die mögliche Beziehung beider zu einander hat Dr. Berberich einige Bemerkungen gemacht[1]). Bis zum Jahre 1852 ist die berechnete Bewegung des Kometen Biela durch Beobachtungen kontrolliert. Seit jener Zeit hat die Bahn wohl noch einige Änderungen erlitten (z. B. liegt der aufsteigende Knoten jetzt bei etwa 242.5°), dieselben sind aber mässig und können überhaupt nie allzustark werden. Denn sie rühren in der Hauptsache von der anziehenden Wirkung des Planeten Jupiter her, dem der Biela'sche Komet aber höchstens auf (rund) zehn Millionen geographische Meilen nahe kommen kann. Folgende Nebeneinanderstellung giebt einen Begriff von der Veränderlichkeit der Bielabahn während eines Zeitraumes von einem Jahrhunderte:

T = 1772	1805	1826	1831	1846	1852	1866	1892
π = 110°	109.5°	108.8°	110.0°	109.0°	109.1°	109.7°	108.5°
Ω = 157	251.3	251.5	248.3	245.9	245.9	255.7	242.5
i = 16	13.6	13.6	13.2	12.6	12.6	12.4	12.0

Hier tritt sehr deutlich eine ruckweise Verschiebung des Knotens hervor als Folge der wiederholten Begegnungen mit dem Jupiter.

---

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 1897. Nr. 6.

Auch die Bahnneigung gegen die Ebene der Erdbahn ist kleiner geworden. So gut wie unverändert blieb aber die Richtung der grossen Axe der Bahn, und gerade in diesem Elemente besteht die grösste Abweichung der Bahn des Kometen Perrine von der des Kometen Biela. Wir können also mit voller Gewissheit behaupten, dass diese beiden Kometen nicht identisch sind. Hätte infolge der Jupiterstörungen eine so bedeutende Bahnverschiebung überhaupt eintreten können, dann müsste der Ort, an dem die Hauptstörung stattfand, dicht bei der Jupiterbahn liegen und beiden Kometenbahnen angehören. Ein solcher gemeinsamer Punkt beider Bahnen in der Nachbarschaft der Jupiterbahn existiert aber nicht.

Wohl aber kann der Komet Perrine allein dem Jupiter so nahe kommen (vorausgesetzt, dass der von Ristenpart abgeleitete Wert für die Umlaufszeit der Wahrheit nahe liegt), dass seine Bahn recht beträchtlichen Änderungen ausgesetzt ist. Letztere würden noch viel bedeutender ausfallen, wenn sich die Umlaufszeit bei neuerer Berechnung um einige Monate kürzer ergeben würde. Dann könnte um das Jahr 1888 eine Begegnung mit dem Jupiter stattgefunden haben, vor der die Bewegung des neuen Kometen nach merklich andern Elementen erfolgte.

Ist nun auch eine Identität ausgeschlossen, so bleibt doch noch ein ehemaliger Zusammenhang des Kometen Perrine mit dem Biela'schen möglich. Diese Möglichkeit wird dadurch schon einigermassen wahrscheinlich, dass man beim Biela'schen Kometen vor fünfzig Jahren thatsächlich eine Teilung in zwei Kometen erkannt hat, und eine solche sich früher oder später wiederholt haben kann. Findet sich doch schon unter den Beobachtungen vom Jahre 1805 eine Bemerkung, dass der Kern in zwei Kerne geteilt erschien. Nun würde die Bahn des neuen Kometen die des Biela'schen in etwa 45° Länge schneiden, als 65° vor den Perihel des Biela, 5° vor dem des Kometen Perrine. Es ist aber nicht nötig, dass dieser Schnittpunkt jetzt noch seine ursprüngliche Lage besitzt; diese zu ermitteln, würde erst später und nur durch weitläufige Berechnung möglich sein. Hoffen wir, dass sich dieser Mühe ein geschickter, eifriger Astronom unterziehen wird. Einstweilen müssen wir uns auf Vermutungen beschränken, deren Darlegung trotz mangelnder Beweise durch das Interesse des Falles begründet sein dürfte.

Es sind bis jetzt verschiedene Beispiele von Zerteilungen bei Kometen bekannt geworden. Wo eine genauere Untersuchung ermöglicht war, hat sich herausgestellt, dass die Trennung nur durch verhältnismässig geringe Kräfte bewirkt worden war. So zerriss beim Periheldurchgange der durch die Sonnenhitze ausgedehnte Kern des grossen September-Kometen von 1882, weil an den einzelnen Stellen des Kernes die Bahngeschwindigkeit um weniger als 1:100000 der Perihelgeschwindigkeit verschieden war (und weil die innere Attraktion oder Kohäsion dieser Zugkraft nicht genug widerstand). Die Einzelkerne liefen in der ursprünglichen Bahnebene weiter, aber in Bahnen

von ganz verschiedenen Exzentrizitäten und Umlaufszeiten. Kreutz hat noch nachgewiesen, dass bei der Teilung jedenfalls keine Kraft gewirkt hat, die gegen die Sonne hin oder von ihr hinweg gerichtet war. In offenbarer Beziehung zu diesem September-Kometen stehen aber noch andere, so der Komet vom Februar 1843, der damals am Tage mit freiem Auge sichtbar war. Dieser Komet hat sich früher einmal von dem Urkometen abgelöst, und zwar auch gelegentlich eines Periheldurchganges. Er blieb aber nicht in der frühern Bahnebene, sondern wurde durch eine seitlich wirkende Kraft aus dieser abgelenkt. Im Oktober 1882 wurde auch noch von E. Hartwig und J. Schmidt ein kometarischer Nebel seitlich vom grossen Kometen beobachtet, von dem er sich rasch entfernte; hier hat also noch eine Kraft in der Richtung von der Sonne her mitgewirkt.

Wir sehen also Kometenteile abgestossen werden unter verschiedenen Richtungen, dürfen also beim Biela'schen Kometen zugeben, dass eine Abtrennung eines grössern Bruchstückes (wenn man dieses Wort bei einem nicht festen Körper gebrauchen darf) sehr wohl unter Mitwirkung seitlicher Kräfte stattgefunden habe. Die Bildung der normalen Kometenschweife geschieht ja bekanntlich in der Weise, dass ihre feinsten Partikel von der Sonne abgestossen werden, so dass der Schweif von der Sonne abgewandt erscheint. Die anomalen der Sonne zugekehrten Schweife würden dagegen nach Bredichin's Theorie schwerere Massen sein, bei denen die Wirkung jener abstossenden Kraft nicht in Betracht kommt im Vergleiche zur Gravitation gegen die Sonne hin. Zwischen diesen extremen Schweiftypen liegt nun noch ein mittlerer Typus, bei dem seitliche Abstossung von Massen mittlern Betrages angenommen wird. So hat es nach dieser Theorie, wie nach den thatsächlichen Erscheinungen am grossen September-Kometen nichts Unmögliches an sich, wenn man annimmt, dass vom Biela'schen Kometen sich nicht bloss in der Richtung der Bahnbewegung, sondern auch seitlich hierzu Nebenkometen abgetrennt haben.

Wie schon bemerkt, liegt jetzt der Schnittpunkt der Perrinebahn mit der Bielabahn 65° vor dem Perihel der letztern, an einem Orte, an welchem der Komet Biela etwa 48 Tage vor dem Periheldurchgange sich befindet. Bei der vorletzten, beobachteten Erscheinung stand der Komet hier am 25. Dezember 1845; man hatte ihn schon am 26. November aufgefunden, aber erst am 29. Dezember wurde der Begleiter entdeckt, allerdings schon in so grossem Abstande vom Hauptkometen, dass die Ablösung schwerlich erst 1845, sondern wohl schon in einem frühern Jahre vor sich gegangen war. Ein interessanter Zufall ist es aber doch, dass man bis auf nahe dasselbe Datum stösst für das Passieren des Kreuzungspunktes der Bahnen und für das Auftauchen des Nebenkometen. Dieser folgte aber dem Hauptkometen in unveränderter Bahn, wogegen der Komet Perrine sich in etwa 30° verschiedener Richtung entfernt haben

muss, so dass man in Wirklichkeit mit zwei Nebenkometen zu thun hat.

Noch auf eine merkwürdige Thatsache mag hier hingewiesen sein; der Komet Biela kreuzt nämlich etwa 72 Tage vor dem Perihel-durchgange die Bahn des Encke'schen Kometen. Es wäre vielleicht später der Mühe wert, zu untersuchen, ob diese Bahnkreuzung in Beziehung zum Zerfalle des Biela'schen Kometen steht. Hätte sich der Komet Perrine an dieser Stelle einmal abgetrennt, so hätte er freilich nicht sofort seine jetzige Bahn erhalten können. Besitzt er aber schon seit längerer Zeit keine selbständige Existenz, so hat seine Bahn sicherlich schon erhebliche Veränderungen durch die Jupiterstörungen erlitten.

Es liegt also eine recht verwickelte Aufgabe vor. Wir müssen zunächst die Lage, Form und Grösse der Bahn des Kometen Perrine noch genauer feststellen, um dann die in den letzten Jahrzehnten erfolgten Bahnveränderungen ermitteln zu können. Dann wird sich zeigen, an welcher Stelle diese Bahn von der Bielabahn abzweigt und vielleicht auch, wann die Trennung der Kometen selbst eingetreten ist. Ergiebt sich dann die Richtigkeit der Vermutung, dass die Ablösung in seitlicher Richtung stattfand, in der sonst die Bildung der Schweife vor sich geht, dann kann auch die »materielle« Theorie der Schweife als erwiesen gelten; denn aus bloss optischen Erscheinungen kann sich kein selbständig laufender Weltkörper zusammenballen. In diesem Zielpunkte liegt die physikalische Bedeutung der Entdeckung des Kometen Perrine.«

Sternschnuppen und Meteoriten.

Ein Versuch, den Schwarm der Leoniden zu photographieren, wurde von Isaac Roberts am 28. Februar 1897 gemacht. Die Luft war klar, und die atmosphärischen Verhältnisse erschienen für den Versuch günstig. Es wurden zwei sehr empfindliche Platten exponiert, und zwar $2^3/_4$ Stunden lang. Die Negative waren von guter Beschaffenheit, das eine, welches im 20zölligen Reflektor exponiert worden, zeigte noch Sterne 17. Grösse, das andere, das mit einer 5zölligen Porträtlinse exponiert war, zeigte Sterne 15. Grösse. Das photographische Feld der Reflektorplatte hat 2°, das der Cameraplatte 17° im Durchmesser. Die Centra beider Platten waren auf den in der Ephemeride angegebenen Ort gerichtet, wo der Schwarm der Vorausberechnung gemäss sich befinden muss. Eine sorgfältige Untersuchung der beiden Platten liess indessen keinerlei Spur, weder von Meteoren, noch von dem sie vermutlich begleitenden Kometen erkennen. Der Schluss, zu welchem Roberts durch diesen Versuch gelangte, ist, dass innerhalb eines Radius von $8^1/_2{}^0$ um die berechnete Position des Schwarmes nichts von diesem letztern sichtbar ist, was Licht aussendet oder reflektiert, dessen Helligkeit derjenigen eines Sternes 15. Grösse gleich

käme, noch von 17. Grösse innerhalb eines Radius von 1° rings um jenen Punkt. Der Strom kann also zur Zeit noch nicht photographiert werden; wünschenswert ist ein neuer Versuch dazu im kommenden Winter[1]).

Eine Untersuchung mehrerer Eisenmeteoriten auf ihren Gehalt an Kohlenstoff oder dessen Modifikationen hat G. Moissan ausgeführt[2]). Er fand, dass der Meteorit von Kendal Co., Texas, durchsichtige Saphirkörner enthält, ausserdem amorphen Kohlenstoff, aber weder Graphit, noch Diamant. Der Meteorit von Newstead, Roxburgshire, Schottland, enthält amorphen Kohlenstoff und Graphit; das Eisen aus der Sierra de Deesa (1866) enthält graphitischen Kohlenstoff; das Tolucaeisen keinen Kohlenstoff; das Eisen von Nowo-Vrej, Körnchen von schwarzem Diamant (wie schon Jerofeieff und Latschinow gefunden hatten), das Cañon-Diablo-Eisen schwarzen Diamant.

Das Meteoreisen von Forsyth, Co., Georgia, welches vor etwa drei Jahren beim Pflügen gefunden wurde und etwa $22^1/_2$ *kg* wog, ist von E. Cohen näher untersucht worden. Das unregelmässig keilförmige, mit einer dünnen Rostrinde bedeckte Eisen bot die überraschende Eigentümlichkeit einer so verschiedenartigen Struktur, dass man die einzelnen Abschnitte als von verschiedenen Meteoriten herrührend auffassen könnte, und zwar war das dünnere Ende der unregelmässigen, dreiflächigen, zugespitzten Pyramide körnig (die Körner besassen meist einen Durchmesser von $^1/_4$—$^1/_2$ *mm*), während das andere abgerundete Ende des Blockes eine dichte Struktur zeigte, die erst bei starker Lupenvergrösserung feine Körnchen von etwa 0.02 *mm* Durchmesser erkennen liess. Diese beiden verschieden strukturierten Teile grenzten sich ohne Übergänge gegeneinander ab. Das körnige und das dichte Nickeleisen zeigten ein verschiedenes Verhalten gegen Salpetersäure, ersteres liess sich leicht mit verdünnter Salpetersäure ätzen, während letzteres selbst von konzentrierter Salpetersäure nur langsam angegriffen wurde. Gleichwohl war die chemische Zusammensetzung der beiden Varietäten eine gleiche, so dass die Strukturverschiedenheit nur durch die differente Art der Abkühlung veranlasst sein konnte, und zwar müsste die körnige Struktur den zentralen, langsamer abgekühlten Teilen zukommen, die dichte den peripherischen. Hieraus würde sich weiter ergeben, dass der Meteorit ursprünglich eine wesentlich andere Gestalt besessen, und dass von ihm dichte Partien abgesplittert sind. Dafür spricht auch der Umstand, dass die accessorischen Bestandteile (Troilit und Graphit) vorzugsweise in den dichten Partien liegen, da jene sich besonders in den peripherischen Teilen der Eisen-

---

[1]) Monthly Notices. **57**. Nr. 5. p. 430.
[2]) Compt. rend. **121**. p. 483 ff.

meteoriten anzureichern pflegen. Seiner Zusammensetzung nach gehört das Meteoreisen von Forsyth zu den Ataxiten, einer unter den Meteoreisen recht selten vertretenen Gruppe, zu welcher auch der Meteorit von Locust gehört [1]).

Fixsterne.

Die Astrophotometrie ist von Prof. G. Müller in einem Werke behandelt worden, welches die Gesamtheit dessen zur Darstellung bringt, was auf diesem Gebiete theoretisch und praktisch geleistet ist [2]).

Im ersten Abschnitte giebt der Verf. die Grundzüge der theoretischen Astrophotometrie. Er entwickelt die photometrischen Hauptgesetze und geht auch ausführlich auf das Lommel-Seeliger'sche Beleuchtungsgesetz ein, wobei wir indessen hier nicht weiter verweilen können. Die Extinktion des Lichtes in der Atmosphäre, die in den photometrischen Messungen der Fixsterne eine so grosse Rolle spielt, wird in gebührender Ausführlichkeit vorgeführt und der Laplace'schen Extinktionstheorie der Vorzug gegeben. Seidel hat zuerst aus Helligkeitsmessungen mit dem Steinheil'schen Prismenphotometer eine Extinktionstabelle für die verschiedenen Zenithdistanzen abgeleitet, und Prof. Müller später mit Hilfe des Zöllner'schen Photometers eine solche hergestellt. Beide stimmen im allgemeinen wohl gut miteinander überein bis zu etwa 80° Zenithdistanz, in grösserer Nähe beim Horizonte wird man aber überhaupt photometrische Messungen an Himmelskörpern im allgemeinen nicht anstellen. Prof. Müller hat auch auf dem 2500 *m* hohen Säntis in der Schweiz Beobachtungen angestellt, die ihn zu einer Extinktionstabelle führten. Ein Überblick über diese beiden von Prof. Müller im Anhange zu seinem Werke mitgeteilten Extinktionstabellen zeigte unmittelbar den Unterschied zwischen einer niedern und höhern Beobachtungsstation. »Bei einer Zenithdistanz von 70° ist die Helligkeit eines Sternes am Meeresniveau um 0.45 Grössenklasse, dagegen auf einem 2500 *m* hohen Berge nur um 0.26 kleiner als im Zenith; bei 80° Zenithdistanz beträgt die Lichtabschwächung gegenüber dem Zenith in der Ebene ungefähr eine Grössenklasse, auf dem Berge nur 0.64; bei 88° Zenithdistanz endlich hat ein Stern von seiner Zenithhelligkeit an der untern Station eine volle Grössenklasse mehr eingebüsst als auf der obern. Der Umstand, dass man auf einem hohen Berge in der Nähe des Horizontes mit blossem Auge mehr Sterne sieht als in der Ebene, lässt den Anblick des gestirnten Himmels daselbst etwas fremdartig erscheinen und verleitet leicht zur Überschätzung des Durchsichtigkeitszuwachses. Im Zenith selbst ist der Helligkeitsgewinn, wenn man aus den

---

[1]) Sitzungsbericht d. Berliner Akad. d. Wissensch. 1897. p. 386.
[2]) Die Photometrie der Gestirne. Von Prof. Dr. G. Müller. Leipzig, Verlag von W. Engelmann 1897.

untern Schichten der Atmosphäre in die höhern aufsteigt, verhältnismässig unbedeutend; nach der Theorie dürfte die Zenithhelligkeit eines Sternes an einem 2500 *m* hohen Beobachtungsorte noch nicht um 0.1 grösser sein als in der Ebene.« Eine direkte empirische Bestimmung dieses Betrages wäre im hohen Grade erwünscht Bisher ist eine solche erst einmal, und zwar im Jahre 1894 von Kempf und Müller durch gleichzeitige Beobachtungen in Catania und auf dem Gipfel des Ätna versucht worden; doch ist dieser Versuch, dessen Ergebnisse noch nicht veröffentlicht sind, keineswegs als entscheidend zu betrachten. »So viel steht fest, dass die mehrfach aufgestellte Frage, ob die Errichtung von festen Observatorien auf hohen Bergen zu empfehlen sei, verneint werden müsste, falls es sich lediglich um die Zunahme der Sternhelligkeit handelt, weil der Gewinn von wenigen Zehntel Grössenklassen, noch dazu erst bei niedrigem Stande der Sterne, in keinem Verhältnisse zu den beträchtlichen Kosten und der schwierigen Unterhaltung solcher Stationen stehen würde.«

Dieses Ergebnis ist sehr merkwürdig und steht in auffälligem Gegensatze zu anderweitigen Behauptungen und Erfahrungen, wonach in grossen Höhen wenigstens das teleskopische Sehen sehr viel tiefer in den Raum reichen soll als in der Ebene.

Was die Frage nach der Helligkeit der Gestirne ausserhalb der Erdatmosphäre betrifft, so lässt sich dieselbe nur unter Annahme einer bestimmten Theorie aus den Beobachtungen entwickeln. Prof. Müller hat die wichtigern Versuche dieser Art zusammengestellt und auf den Barometerstand von 760 *mm* reduziert. Hiernach würde das Licht eines im Zenith stehenden Sternes durch die Atmosphäre geschwächt werden um 0.23 einer Sterngrösse nach Bouguer, um 0.20 nach Müller, um 0.14 nach Langley. Als Mittelwert für den Transmissionskoeffizienten der Erdatmosphäre kann man 0.835 annehmen, woraus folgt, dass die Sterne ausserhalb der Erdatmosphäre um rund 0.2 Grössenklassen heller erscheinen, als im Zenith eines Beobachtungsortes im Niveau des Meeres bei besonders günstigem Luftzustande.

Im zweiten Abschnitte bespricht Prof. Müller die photometrischen Apparate. Dieselben entstammen ausnahmslos der neuern und neuesten Zeit. »Noch im 18. Jahrhunderte, als Bouguer und Lambert ihre grundlegenden Werke über die theoretische Photometrie verfassten, waren die instrumentellen Hilfsmittel, welche diesen Männern zu Gebote standen, von der allerprimitivsten Art. Die Photometer, deren sich Bouguer und Lambert bedienten, gestatteten nur die Vergleichung von ziemlich hellen Lichtquellen. Am Himmel liessen sie sich allenfalls auf Sonne und Mond anwenden, aber die Messung selbst der allerhellsten Fixsterne blieb damit unausführbar. Erst im gegenwärtigen Jahrhunderte hat sich eine erfreuliche Wandlung vollzogen. Arago, der jüngere Herschel und Steinheil haben die erste Anregung zur Konstruktion brauchbarer Instrumente für die

Himmelsphotometrie gegeben, und es gebührt diesen Männern das Verdienst, diesem arg vernachlässigten und fast abgestorbenen Zweige der Astronomie neues Leben eingeflösst zu haben. Seit dieser Zeit ist ein Stillstand in den Bestrebungen zur Vervollkommnung der photometrischen Apparate nicht mehr eingetreten. Erst allmählich, dann immer schneller und allgemeiner ist das Interesse für diesen Gegenstand bei den Astronomen gewachsen, und namentlich die letzten Jahrzehnte haben uns mit einer reichen Fülle von nützlichen Instrumenten zur Lichtmessung der Gestirne beschenkt. Nicht wenig hat zu dieser Entwickelung der Umstand beigetragen, dass die grossartigen Fortschritte der Technik in Bezug auf das Beleuchtungswesen notwendig die Einführung exakter photometrischer Methoden bedingten und einen regen Erfindungseifer bei Physikern und Technikern hervorriefen. Wenn auch die meisten der für die Zwecke des praktischen Lebens konstruierten Photometer, deren Zahl bereits zu einer sehr bedeutenden angewachsen ist, nicht unmittelbar zu Messungen am Himmel verwendbar sind, so ist doch manche glückliche Idee, mancher praktische Kunstgriff auch der Himmelsphotometrie zu gute gekommen.

Noch sind wir weit von der Erreichung des Endzieles entfernt, das uns für die Konstruktion eines vollkommenen Photometers vorschwebt. Die Genauigkeit, die mit den jetzigen Hilfsmitteln erreichbar ist, bleibt verhältnismässig weit hinter den Ansprüchen zurück, welche die Astronomie auf andern Gebieten zu stellen pflegt, und ist unter allen Umständen nicht genügend, um subtile Fragen, wie z. B. bei dem Problem der Planetenbeleuchtung, bei den Lichterscheinungen der veränderlichen Sterne u. s. w. auftreten, zu entscheiden. Solange es nicht gelingt, die Helligkeit eines Gestirnes bis auf wenige Hundertstel Grössenklassen genau zu bestimmen, fehlt es für die Lösung einer grossen Zahl von photometrischen Aufgaben an den sichern Grundlagen.

Die meisten bisher gebräuchlichen Astrophotometer verlangen in letzter Instanz das Urteil des menschlichen Auges; sie messen nicht die objektive Helligkeit der betrachteten Lichtquelle, sondern sie erleichtern nur die Ermittelung der physiologen Intensität. Es ist klar, dass auf diese Weise von vornherein allen Photometern infolge der Unvollkommenheit des Sehorganes eine Genauigkeitsgrenze gesetzt ist, welche unter keinen Umständen, auch wenn der Messapparat und die demselben zu grunde liegenden photometrischen Methoden noch so sehr verfeinert würden, überschritten werden kann. Durch lange Übung lässt sich allerdings das Auge bis zu einem gewissen Grade schulen, und wer sich viel mit photometrischen Beobachtungen beschäftigt hat, wird z. B. feinere Lichtunterschiede wahrzunehmen vermögen, als ein Anfänger auf diesem Gebiete. Aber die natürlichen Mängel des Auges, die namentlich bei der Vergleichung verschiedenfarbiger Lichtquellen hervortreten, stellen der Erreichung der allerhöchsten Genauigkeit für immer eine unüber-

windliche Schranke entgegen. Kein Auge ist im stande, die relative Stärke zweier merklich voneinander verschiedenen Lichteindrücke zahlenmässig festzustellen, ebensowenig wie es nach einem längern Zeitraume mit Sicherheit zu konstatieren vermag, ob eine Lichtquelle ihre Intensität bis zu einem gewissen Grade bewahrt hat. Was das Auge, namentlich bei einiger Übung, mit Zuverlässigkeit leisten kann, das ist die Beurteilung der Gleichheit zweier nahe bei einander befindlichen gleichzeitig wahrgenommenen Lichteindrücke. Dabei müssen aber noch eine Reihe von Bedingungen erfüllt sein. In erster Linie ist es erwünscht, dass die zu vergleichenden Gegenstände dieselbe scheinbare Grösse besitzen und in allen Teilen gleichmässig erleuchtet erscheinen. Die Vergleichung eines leuchtenden Punktes mit einer leuchtenden Fläche ist gänzlich unausführbar, und die Beurteilung zweier Sterne wird um so unsicherer, je mehr die Durchmesser der Diffraktionsscheibchen derselben voneinander verschieden sind. Zuverlässiger als Punktvergleichungen sind Flächenvergleichungen; doch ist es unbedingt notwendig, dass die beiden Flächen genau in einer geraden Linie oder, was manche für wünschenswerter halten, in irgend einer scharf begrenzten Kurve aneinanderstossen, so dass im Falle der vollkommenen Helligkeitsgleichheit die Grenzlinie ganz verschwindet. Gelingt es nicht, den beiden Lichtquellen dieselbe scheinbare Grösse zu geben, so beurteilt man in vielen Fällen mit Vorteil ihre Intensität nach dem Grade der Erleuchtung, die sie auf einer weissen Fläche hervorrufen, indem man nach den Grundgesetzen der Photometrie annimmt, dass zwei Lichtquellen dieselbe Intensität haben, wenn sie auf einer weissen Fläche, in gleichen Entfernungen und bei denselben Incidenz- und Emanationswinkeln, denselben Beleuchtungseffekt hervorbringen. Durchaus erforderlich ist es ferner, dass die zu vergleichenden Lichteindrücke weder allzu intensiv, noch allzu schwach sind; im ersten Falle werden die Sehnerven zu stark gereizt, und es tritt eine Abstumpfung ein, die ein richtiges Urteil erschwert, im andern Falle muss sich das Auge unter Umständen übermässig anstrengen. Endlich ist für eine sichere Beurteilung der Gleichheit zweier Lichtquellen die gleiche Färbung derselben unerlässlich. Je auffallender der Farbenunterschied ist, desto schwieriger wird die Entscheidung des Auges, und desto mehr weichen die Urteile verschiedener Beobachter voneinander ab.

Aus dem Vorangehenden folgt, dass, solange das menschliche Auge bei der Lichtmessung hervorragend beteiligt ist, die Hauptaufgabe für die Konstruktion brauchbarer Photometer sich darauf reduziert, Mittel ausfindig zu machen, um die lebendige Kraft einer Lichtquelle in messbarer Weise so weit zu verändern, bis dieselbe auf der Netzhaut des Auges denselben physiologischen Eindruck hervorbringt, wie eine andere Lichtquelle. Wenn dabei ein solches Photometer noch möglichst viele der oben angeführten Bedingungen erfüllt, so wird es um so vollkommener seinem Zwecke entsprechen.

Prof. Müller bespricht nun im einzelnen die bisher zur Anwendung gekommenen Photometer, darunter zunächst diejenigen Photometer, bei denen das Verschwinden von Lichteindrücken beobachtet wird. Hierzu gehören die Apparate, bei denen die Auslöschung des Lichtes durch Abblendungsvorrichtungen bewirkt wird, die vor dem Objektiv angebracht werden oder zwischen Objektiv und Okular, sie alle haben keine wesentlichen Erfolge in der Praxis aufzuweisen. Das nämliche gilt von denjenigen Apparaten, welche die Auslöschung des Lichtes durch absorbierende Medien bewirken, mit Ausnahme des Keilphotometers, das sich seit Pritchard (1881) in der Praxis bewährt hat und in Potsdam wesentliche Verbesserungen empfing. Die zweite Klasse von Photometern, bei denen die zu messende Lichtquelle durch irgend welche Mittel so weit geschwächt wird, bis ihre Helligkeit der einer andern Lichtquelle gleichkommt, hat vor den Auslöschungsphotometern so viele Vorteile voraus, dass ihre grössere Verbreitung ganz selbstverständlich erscheint. Einer der Hauptvorzüge dieser Methode besteht darin, dass das Auge viel weniger angestrengt wird als bei der Beobachtung des Verschwindens, und dass eine Änderung der Empfindlichkeit des Auges wenig oder keinen Einfluss auf die Messungen ausübt, weil die beiden zu vergleichenden Lichtquellen gleichmässig davon betroffen werden. Dabei ist die Sicherheit der einzelnen Einstellung grösser als bei der Auslöschungsmethode, schon deshalb, weil die eigentliche Pointierung keine einseitige ist, vielmehr das zu messende Objekt abwechselnd heller und schwächer gemacht werden kann als das Vergleichsobjekt. Die verschiedene Helligkeit des Grundes kommt bei dieser Gattung von Photometern zwar auch in Betracht, der störende Einfluss derselben lässt sich aber durch geeignete Vorrichtungen bei den meisten Apparaten so gut wie ganz unschädlich machen; es ist nämlich fast immer zu erreichen, dass sich die Helligkeiten des Grundes, auf den die zu vergleichenden Objekte, beispielsweise zwei Sterne, projiziert erscheinen, im Instrumente miteinander vermischen, so dass die Objekte auf einem gleichmässig hellen Untergrunde sichtbar sind.

Von den zahlreichen Photometern dieser Klasse ist, soweit es sich um Apparate zur Bestimmung der Sternhelligkeit handelt, hauptsächlich das Steinheil'sche Prismenphotometer zu erwähnen, weil es durch Seidel's Messungen zuerst einen Katalog wirklich photometrisch gemessener Sterne lieferte. John Herschel's Astrometer, das auch in diese Klasse gehört, ist eine ganz primitive Vorrichtung, die nur von ihrem Erfinder vorübergehend benutzt wurde, während Schwerd's Photometer so kompliziert ist, dass es niemals praktisch brauchbar werden kann. Weit praktischer erwies sich die Benutzung der Eigenschaften des polarisierten Lichtes, besonders in den beiden von Zöllner konstruierten und in den Pickering'schen Photometern. Von letztern ist vor allem das Meridianphotometer zu erwähnen, mit welchem Prof. Pickering seine grossen Helligkeitskataloge, die umfassendsten welche wir zur Zeit besitzen, hergestellt hat.

Im dritten Kapitel bespricht Prof. Müller die Spektralphotometer. Wenn man das von verschiedenen Lichtquellen ausgesandte Licht mit Hilfe eines Prismas in die einzelnen Strahlengattungen zerlegt und auf irgend eine Weise die Gleichheit der Intensität in einem bestimmten Farbenbezirke bei sämtlichen Spektren herstellt, so sieht man, dass an andern Stellen diese Gleichheit nicht mehr besteht. Bei einzelnen Lichtquellen überwiegen die weniger brechbaren, bei andern die brechbarern Strahlen. Die Lichtverteilung im Spektrum ist durchaus charakteristisch für jede Lichtquelle; sie wird im allgemeinen bedingt durch die Temperatur und die damit im Zusammenhange stehende Färbung derselben. Je höher die Temperatur einer Lichtquelle, und je weisser infolgedessen gewöhnlich auch ihre Färbung ist, desto reicher ist ihr Spektrum an blauen und violetten Strahlen. Umgekehrt macht sich eine niedrigere Temperatur durch das stärkere Hervortreten der roten Strahlengattungen bemerkbar. Es geht hieraus hervor, wie wichtig die Kenntnis der Lichtkurve des Spektrums für die Beurteilung einer Lichtquelle ist, es ist aber auch unmittelbar klar, dass die Bestimmung dieser Kurve, da es sich um die Vergleichung verschiedener Farben handelt, aus physiologischen Gründen grosse Schwierigkeiten bereitet.

Unter den mancherlei Apparaten, die man zu diesen Behufe vorgeschlagen und ausgeführt hat, ist bloss das Glan-Vogel'sche Spektralphotometer zu ausgedehnterer Verwendung in der Astrophysik gelangt. Schliesslich bespricht Prof. Müller auch die Photographie als photometrisches Hilfsmittel, die sich besonders auf dem Gebiete der Fixsternhelligkeiten als überaus wertvoll erwiesen hat.

Im dritten Abschnitte werden die bisherigen Ergebnisse der photometrischen Beobachtungen am Himmel vorgeführt. Zunächst bespricht er die Sonne und die Versuche, das Licht derselben mit andern Lichtquellen zu vergleichen. Den ersten Versuch machte 1725 Bouguer. Er liess das Sonnenlicht durch eine kleine Öffnung, welche mit einer Konkavlinse von 2.25 *mm* Durchmesser verschlossen war, in ein dunkles Zimmer fallen und fing dasselbe in einer Entfernung von etwa 180 *cm* auf einem weissen Schirme auf. Da das Licht sich auf dem Schirme über einen Kreis von ungefähr 24.3 *cm* Durchmesser ausbreitete, so ergab sich die Dichtigkeit der Beleuchtung auf dem Schirme 11664 mal geringer, als die Dichtigkeit der Beleuchtung beim Auffallen auf die Linse. Eine Wachskerze in der Entfernung von 43.3 *cm* beleuchtete den Schirm etwa ebenso hell wie die Sonne durch die Linse. Um aber eine 11664 mal stärkere Beleuchtung hervorzubringen, müsste die Kerze dem Schirme bis auf eine Distanz von 4.01 *mm* nahe gebracht werden. Es folgt also daraus leicht, dass in der Entfernung von einen Meter rund 62000 Kerzen aufgestellt werden müssten, um den gleichen Beleuchtungseffekt wie die Sonne zu erzielen. Bei diesem Versuche hatte die Sonne eine Höhe von 31° über dem Horizonte. Berücksichtigt man die Extinktion in der Erd-

atmosphäre, so findet man, dass die Sonne, im Zenith gedacht, eine Fläche ebenso stark beleuchten würde wie rund 75600 Kerzen in der Entfernung von einem Meter. Da bei dieser Berechnung auf die Absorption des Sonnenlichtes in der Linse gar keine Rücksicht genommen ist, und da ferner die Vergleichung wegen der Verschiedenheit der Farben von Sonnen- und Kerzenlicht notgedrungen sehr schwierig sein musste, so kann das abgeleitete Resultat nur als ein erster Näherungswert betrachtet werden.

Wollaston bediente sich 1799 der Rumford'schen Methode der Schattenvergleichung und fand, dass das Sonnenlicht etwa 60000 Kerzen in der Entfernung von einem Meter an Helligkeit gleich ist In neuester Zeit hat Exner auf anderem Wege nahe das gleiche Ergebnis gefunden. Alles dies bezieht sich aber nur auf die Beleuchtung. Wesentlich verschieden ist die mittlere scheinbare Helligkeit der Sonnenoberfläche. Wollen wir diese im Verhältnisse zu andern Lichtquellen ausdrücken, so müssen wir die scheinbaren Grössen der ausstrahlenden Flächen berücksichtigen. Die Fläche einer Kerzenflamme beträgt etwa drei Quadratcentimeter; sie erscheint daher, als Kreis gedacht, in der Entfernung von einem Meter unter einem Winkel von $1^{\circ} 7' 11''$. Mit Zugrundelegung des obigen Wertes von 50000 Kerzen für die Sonnenbeleuchtung findet man daher, dass die scheinbare Helligkeit der Sonnenoberfläche ungefähr 220420 mal so stark ist wie die scheinbare Helligkeit einer englischen Normalkerze.

Vergleichungen der Intensität des Sonnenlichtes mit derjenigen des Mondlichtes haben Bouguer und Wollaston ebenfalls angestellt; ersterer fand, dass 300000, letzterer, dass 800000 Vollmonde erforderlich seien, um die nämlich Erleuchtung zu bewirken wie die Sonne. Sicherer ist der von Bond gefundene Wert von 470980, dagegen fand Zöllner für das Verhältnis der mittlern scheinbaren Helligkeit der Sonne zu derjenigen des Mondes die Zahl 569500, und diese Zahl kommt der Wahrheit wohl am nächsten. Auch bezüglich des Vergleiches der Sonne mit der Helligkeit von Fixsternen sind nur die Messungen Zöllner's nennenswert, die aber auch nur unsichere Resultate ergaben. Von grösserer Wichtigkeit in bezug auf die erhaltenen Ergebnisse sind die photometrischen Messungen der Planeten und ihrer Trabanten. Die allgemeine Bedeutung dieser Art von Beobachtungen charakterisiert Prof. Müller vortrefflich Er sagt: »dass die Helligkeitsmessungen der Planeten und ihrer Monde ein vortreffliches Hilfsmittel zur Erforschung der physikalischen Beschaffenheit dieser Himmelskörper liefern, unterliegt wohl keinem Zweifel; nur muss man sich davor hüten, die Bedeutung dieser Messungen zu überschätzen, und, wie es bereits häufig geschehen ist, allzu grosse Erwartungen an dieselben zu knüpfen. Zöllner geht offenbar zu weit, wenn er in seinen »Photometrischen Untersuchungen« die Ansicht ausspricht, »dass die Anwesenheit einer Atmosphäre oder partiell spiegelnder Substanzen in den Helligkeitsänderungen der Phasen eines Planeten ihren bestimmten und gesetzmässigen

Ausdruck finden wird, so dass man aus der besondern Beschaffenheit dieser Änderungen mit grösserer Sicherheit die physikalische Eigentümlichkeit der Planetenoberflächen wird ermitteln können, als dies bisher auf dem Wege der direkten Beobachtung möglich gewesen ist.«

»Wie schwierig es ist, aus den blossen Messungen des Gesamtlichtes eines Planeten auf seine wirkliche Oberflächenbeschaffenheit zu schliessen, lässt sich am besten beurteilen, wenn man sich vorstellt, welchen Anblick unsere Erde einem Beobachter auf einem der andern Planeten darbieten würde. Die grossen Wassermengen, welche wie mächtige Spiegel wirken, die Schnee- und Eismassen, welche zum Teil immerwährend, zum Teil nur in bestimmten Zeitepochen grosse Strecken der Erde bedecken, die gewaltigen Flächen bebauten und unbebauten Landes, die hohen Gebirgszüge mit den Schatten, die sie bei verschiedener Beleuchtung werfen, endlich die Atmosphäre mit den beständig wechselnden Wolkengebilden — alle diese Faktoren, zu denen noch die Rotation des Erdballes hinzukommt, würden sich in den Helligkeitserscheinungen zu einer Gesamtwirkung vereinigen, in welcher sich auf keinen Fall der Einfluss der einzelnen Ursachen erkennen liesse. Etwas anders, aber nicht viel besser, verhält es sich mit denjenigen Planeten, welche, abweichend von der Erde, mit einer so dichten Atmosphäre umgeben sind, dass die Sonnenstrahlen zum grossen Teile von derselben reflektiert werden und kaum zu der eigentlichen festen Oberfläche gelangen; hier ist natürlich gar keine Aussicht vorhanden, aus den Lichtmessungen etwas näheres über die physikalische Beschaffenheit derselben zu erfahren.

Wenn es gelänge, die Helligkeit eines Planeten an jedem beliebigen Punkte seiner Scheibe mit derselben Sicherheit zu bestimmen, wie sein Gesamtlicht, dann würde sich vielleicht eher Aufschluss über manche der in Betracht kommenden Fragen finden lassen. Solange dies aber nicht gelungen ist, muss man jede optimistische Auffassung bei Seite lassen und sich damit begnügen, Analogien zwischen den einzelnen Gliedern des Sonnensystems aufzusuchen. Es ist wohl kaum zu bestreiten, dass Himmelskörper, welche unter denselben Beleuchtungsverhältnissen dieselben Helligkeitserscheinungen zeigen, hinsichtlich ihrer physischen Beschaffenheit eine gewisse Verwandtschaft miteinander haben müssen, die sich nicht notwendig bis in die genaueste stoffliche Übereinstimmung zu erstrecken braucht, die aber doch gerade für diese Körper charakteristisch ist. Es liegt auch nahe, festzustellen, nach welchen Gesichtspunkten eine Klassifizierung der Planeten zu erfolgen hätte. Es wird sich dabei hauptsächlich um den grössern oder geringern Grad der Dichtigkeit handeln, welche die Planetenatmosphären besitzen. Bei Körpern mit sehr dichter Atmosphäre wird man voraussichtlich das höchste Reflexionsvermögen finden, ausserdem wird man die Helligkeitserscheinungen ihrer Phasen am leichtesten durch eine rationelle Theorie

darstellen können. Bei denjenigen Planeten, welche, wie unsere Erde, von einer wenig dichten, beständigen Veränderungen unterworfenen Atmosphäre umgeben sind, wird die Phasenlichtkurve wahrscheinlich ganz unregelmässig verlaufen und der Theorie wenig oder gar nicht zugänglich sein. Diejenigen Himmelskörper endlich, die, wie unser Mond, so gut wie gar keine Atmosphäre haben, werden am wenigsten Licht reflektieren, und es scheint bei ihnen die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, aus der Vergleichung mit dem Reflexionsvermögen irdischer Substanzen einen Rückschluss auf ihre Beschaffenheit zu ziehen, wenigstens in dem Sinne, dass besonders auffallende Erscheinungen, wie sie z. B. eine ganz mit Schnee und Eis bedeckte Oberfläche darbieten würde, richtig gedeutet werden könnten. Auch wäre es denkbar, dass bei einer aussergewöhnlichen Verteilung von hellen und dunklen Partien auf der Oberfläche eines solchen Planeten seine Rotation durch sorgfältige photometrische Beobachtungen mit einiger Zuverlässigkeit bestimmt werden könnte.

Hiermit ist das Gebiet näher fixiert, innerhalb dessen in bezug auf die physische Beschaffenheit der Planeten und Trabanten von der Photometrie Erfolge zu hoffen sind. Es giebt aber noch eine Anzahl von Fragen, die mit dem Problem der Planetenbeleuchtung in enger Beziehung stehen. Dazu gehört vor allem die Frage nach der Veränderlichkeit der Sonnenstrahlung. Es ist bereits im Frühern erörtert worden, mit welchen Schwierigkeiten die Lichtmessungen der Sonne verbunden sind, und wie geringe Aussicht vorhanden ist, etwaige periodische oder säkulare Veränderungen der Lichtintensität durch direkte Beobachtungen zu ermitteln. Die Messungen der Planeten bieten nun insofern einen gewissen Ersatz, als sich in ihren Helligkeiten notwendig alle Schwankungen des Sonnenlichtes widerspiegeln müssen, und da die Intensitätsbestimmungen der Planeten mit verhältnismässig grosser Sicherheit ausgeführt werden können, so lässt sich eine Entscheidung darüber, ob die Sonne ein veränderlicher Stern ist, viel eher auf diesem indirekten Wege hoffen, zumal der Umstand dabei ins Gewicht fällt, dass alle Planeten gleichzeitig denselben Verlauf der Erscheinung zeigen müssen.

Von hohem Interesse ist auch die Frage nach der Existenz eines lichtabsorbierenden Mediums innerhalb des von unserem Planetensysteme eingenommenen Weltraumes. Dass die Photometrie der Planeten ein wertvolles Mittel zur Entscheidung dieser Frage geben kann, liegt auf der Hand. Eine einfache Betrachtung auf Grund der im Kapitel über die Extinktion des Lichtes in der Erdatmosphäre gefundenen Resultate lehrt, dass ein gleichmässig den Planetenraum erfüllendes Medium, wenn seine Dichtigkeit auch 30 Millionen mal geringer wäre als diejenige der untersten atmosphärischen Schichten, doch in den Lichtquantitäten, die ein Planet einmal in seiner grössten Erdnähe, das andere Mal in seiner grössten Erdferne uns zusenden würde, einen Helligkeitsunterschied von 0.2 bis 0.3 Grössenklassen hervorbringen könnte, ein Betrag, der durch sorgfältige photometrische

Messungen noch mit vollkommener Sicherheit festzustellen ist. Es verdient hier endlich noch auf die hohe Bedeutung hingewiesen zu werden, welche die Lichtmessung der kleinen Planeten und der Satelliten für die Bestimmung der Dimensionen dieser Himmelskörper hat. Gegenwärtig bietet noch bei der überwiegenden Mehrzahl derselben die Photometrie das einzige Mittel, Werte für ihre Durchmesser zu erhalten. Wenn diese Angaben auch verhältnismässig unsicher sind, weil sie auf unkontrollierbaren Annahmen über die Reflexionsfähigkeit der betreffenden Himmelskörper beruhen, so werden sie doch voraussichtlich nicht allzu weit von der Wahrheit entfernt sein und uns eine ausreichende Vorstellung von den Grössenverhältnissen im Sonnensysteme geben.«

Das grosse Verdienst, die ersten wertvollen Messungen über die Helligkeiten der Planeten ausgeführt zu haben, gebührt Seidel und Zöllner, und obgleich ihre Resultate in mancher Beziehung der Verbesserung bedürfen, so bilden sie doch einen unschätzbaren Ausgangspunkt für alle Untersuchungen auf diesem Gebiete. Leider hat ihr Beispiel nur wenig Nachahmer gefunden, und erst in neuerer Zeit ist durch die Satellitenbeobachtungen Pickering's und durch die langjährigen Planetenmessungen in Potsdam ein ausreichendes Material geliefert worden, um auf dem von Seidel und Zöllner geschaffenen Fundamente weiter bauen zu können.

Bestimmungen von Fixsternparallaxen sind von B. Peter am 6zölligen Repsold'schen Heliometer der Leipziger Sternwarte ausgeführt worden[1]). Es wurden im ganzen neun Sterne mit starken Eigenbewegungen ausgewählt und dieselben zwei Jahre hindurch beobachtet, wobei jedesmal die Abstände von zwei rechts und links stehenden schwachen Nebensternen gemessen wurden. Als Ergebnisse werden die nachstehend angegebenen Parallaxen π von drei der untersuchten Sterne mitgeteilt:

Bradley 3077	$\pi = 0.14''$	$\pm 0.012''$
Argel.-Oeltzen 1060.3 .	$\pi = 0.17$	± 0.014
31 Aquilae	$\pi = 0.07$	± 0.019

Die wahren Bewegungen von elf Sternen im Raume behandelte Dr. Kobold[2]), es sind dies die einzigen, für welche diese mit einiger Sicherheit anzugeben sind, indem für sie gleichzeitig Parallaxe und Geschwindigkeit in der Gesichtslinie bekannt sind. Verf. hebt als merkwürdig hervor, dass die Projektionen dieser Bewegungen auf die Ebene der Milchstrasse meist grösser sind, als die Komponenten senkrecht zu dieser Ebene. Folgendes sind die bezüglichen Angaben für die betreffenden Sterne, π bezeichnet die Parallaxe, v die wahre Bewegung pro Sekunde:

---

[1]) Abh. d. Kgl. sächs. Ges. d. Wissensch. **22.** p. 237.
[2]) Astron. Nachr. **138.** p. 244.

Arktur	$\pi = 0.016''$	$v = 674$ *km*
Pollux	$\pi = 0.057$	$v = 53$ »
Aldebaran	$\pi = 0.101$	$v = 49$ »
Altair	$\pi = 0.214$	$v = 40$ »
Capella	$\pi = 0.095$	$v = 33$ »
Wega	$\pi = 0.092$	$v = 24$ »
Sirius	$\pi = 0.380$	$v = 22$ »
Procyon	$\pi = 0.341$	$v = 19$ »
Beteigeuze	$\pi = 0.022$	$v = 18$ »
Regulus	$\pi = 0.089$	$v = 17$ »
Algol	$\pi = 0.05$	$v = 2$ »

Die Angabe für Arktur ist höchstwahrscheinlich wenig zuverlässig.

Der Begleiter des Sirius ist auf der Lick-Sternwarte Ende Oktober 1896 von Aitken und Schaeberle wieder aufgefunden worden[1]. Positionswinkel 189°, Distanz 3.7″, in guter Übereinstimmung mit der Vorausberechnung. Zuletzt wurde dieser Begleiter auf der Lick-Sternwarte von Burnham 1890 gesehen im Positionswinkel 359° und 4.19″ Distanz.

Seitdem ist der Siriusbegleiter auch an kleinern Instrumenten wiedergesehen worden, so am 20. März 1897 am 12½ zölligen Refraktor der Sternwarte der Washington-Universität von H. S. Pritchell. Der Positionswinkel war 195°, die Distanz 3.5″[2].

Ein Begleiter des Procyon ist von J. M. Schaeberle am 14. November 1896 am 36 zölligen Refraktor der Lick-Sternwarte entdeckt worden[3]. Derselbe ist 13. Grösse und steht in 4.59″ Distanz und 318.45° Positionswinkel. Es ist wahrscheinlich, dass die von Bessel entdeckte Anomalie in der Eigenbewegung des Procyon durch diesen Begleiter verursacht wird. Nach Auwers' Untersuchungen sollte dieser Begleiter im Positionswinkel 275° stehen. Die Farbe des Begleiters ist gelblich und ziemlich intensiv.

Der spektroskopische Doppelstern α^1 Geminorum ist 1896 von A. Belopolsky spektrophotographisch untersucht worden[4], nachdem er am 7. und 11. April 1894 Werte für die Geschwindigkeit in der Richtung der Gesichtslinie erhalten hatte, welche weit mehr voneinander abwichen als der wahrscheinliche Fehler dieser Bestimmungen betragen konnte. Erst seit Januar 1896 konnte Belopolsky bestimmt feststellen, dass der Stern α^1 zur Klasse der spektroskopischen Doppelsterne gehört mit einer Periode von 2.91 Tagen. Als Epoche für die relative Geschwindigkeit (gegen die Erde) = 0 nimmt Belopolsky 27.34 Februar 1896 und findet für die Zeit des nächsten darauf folgenden Periastrums Februar 27.74 mittlere Zeit von Pulkowa.

---

1) Publ. of the Astron. Society of the Pacific 1896. 8. Nr. 53. p. 332.
2) Bull. de la Société astron. de France 1897. p. 203.
3) Publ. of the Astron. Society of the Pacific 1896. 8 Nr. 53. p. 314.
4) Astrophysical Journal 1897. 5. Nr. 1. p. 1.

Die Bewegung des Systemes relativ zur Sonne beträgt — 10.4 *km* in der Sekunde und die halbe grosse Axe der Bahn 2 946 000 *km*, die Exzentrizität 0.21.

Ein spektroskopischer Doppelstern in Puppis ist auf den Photographien der Arequipa-Station entdeckt worden[1]). Sein Ort am Himmel (für 1900) ist RA. $7^h\ 55.3^m$ D. — $48^\circ\ 58'$, seine photometrische Grösse 4.50. Die Linien in seinem Spektrum wurden zuerst als doppelt und ebenso der wahre Charakter des Sternes erkannt von Prof. Edward C. Pickering im Februar 1895. Infolgedessen wurden von Prof. Bailey weitere photographische Aufnahmen des Spektrums veranstaltet und dadurch die Duplizität bestätigt. Die Untersuchung aller vorliegenden Aufnahmen ergab eine Periodendauer von $3^d\ 2^h\ 46^m$. Während 37 Stunden erscheinen die Linien doppelt. Es ist dies der vierte spektroskopische Doppelstern, in welchem beide Komponenten hell sind; die andern sind: ζ Ursae majoris, β Aurigae und μ^1 Scorpii.

Die spektroskopischen Doppelsterne und ihre Beziehung zu den Veränderlichen von kurzer Periode. Dr. W. Roberts macht darauf aufmerksam[2]), dass, nachdem durch Belopolsky bei δ im Cepheus eine Bahnbewegung in einer Periode, welche mit der Dauer des Lichtwechsels übereinstimmt, nachgewiesen ist, müsse man auch die andern Veränderlichen von kurzer Periode als Doppelsterne ansehen, deren Komponente allerdings am Fernrohre nicht zu trennen sind. Diese Sterne haben alle die Eigenschaft gemeinsam, dass die Lichtzunahme rascher erfolgt (bis zu sechsmal) als die Abnahme, und dass das Helligkeitsintervall stets geringer als 2.0 Grössen (meist 0.8 — 1.0) ist. Ferner sind die Perioden konstant (mit vier Ausnahmen). Sodann zeigen die Lichtkurven dieser Sterne keinen konstanten Teil, wie die der Algolsterne; Ab- und Zunahme gehen direkt ineinander über. Die Verfinsterungs- oder Bedeckungstheorie ist daher nicht anwendbar. Roberts sagt, wenn der Begleiter in exzentrischer Bahn sich dem hellen Hauptsterne nähert, werde er durch diesen stark erhitzt, und seine Helligkeit wächst rasch bis zu einem Maximum, das erst nach dem Periastrum eintritt. Entfernt sich der Begleiter wieder, so verliert er allmählich die aufgenommene Wärme, und entsprechend nimmt die Lichtausstrahlung ab bis zu einem Minimum nach dem Apastrum. Die kürzere Dauer der Zunahme im Vergleiche zur Abnahme würde sich hiermit leicht erklären, nur würde die Lichtschwankung ein geringeres Intervall umfassen. Vielleicht wirken die atmosphärischen Gezeiten verstärkend auf die Lichtschwankung ein. Bei einzelnen dieser Sternpaare kann ein sekundäres Minimum noch durch eine gegenseitige Verdeckung

---

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 14.

[2]) Astrophysical Journal. **2**. p. 283 u. ff.

entstehen (vielleicht bei η Aquilae). Eine Folgerung der Theorie von Roberts würde sein, dass schwache Begleiter bei Doppelsternen mit exzentrischen Bahnen (z. B. α Centauri) ebenfalls Helligkeitsschwankungen zeigen müssten, was noch zu prüfen wäre.

Das Spektrum der drei Hauptsterne im Trapez des Orion ist von William Huggins photographiert worden[1]). Er fand dabei, dass diese Sterne helle und dunkle Linien besitzen, die einander zum Teil unsymmetrisch überlagern. Besonders gilt dies von den Wasserstofflinien H β bis H π. Das Spektrum dieser Sterne ähnelt sehr demjenigen des Veränderlichen β in der Leyer, auch zeigt die Untersuchung der 1894—1897 erhaltenen Photographien, dass die Lage dieser Linien gegeneinander Veränderungen zeigt wie bei jenem Sterne. Eine Erklärung dieser Veränderungen möchte Huggins zur Zeit noch nicht geben.

Die Spektra der hellen Sterne sind von Antonia C. Maury auf grund von 4800 Aufnahmen an 681 hellen Sternen des auf der Harvard-Sternwarte befindlichen Materiales untersucht worden[2]). Die Verfasserin unterscheidet folgende Liniengattungen:

Orionlinien (unter denen die Cleveïtgas- oder Heliumlinien sich befinden), Sonnenlinien (Wasserstofflinien) vorwiegend metallischen Ursprunges, und die Calciumlinien H und K. Je nachdem diese Linienarten in ihren Spektren vertreten sind, werden die Sterne in Klassen eingeteilt, von denen auf Secchi's Typen I, II, III, 20 Klassen entfallen, während der Typus IV (Vogel's Klasse IIIb) als 21., Pickering's Typus V als 22. Klasse dargestellt wird. Von dieser letztern enthält das Verzeichnis je vier Sterne. Ferner finden sich 18 Sterne, in denen Linien zweier sonst weit getrennter Spektralklassen vereinigt vorkommen. Diese Thatsache erklärt Miss Maury sehr treffend durch die Annahme, dass es sich bei diesen Sternen um sehr enge Doppelsterne handelt, deren Komponenten auf ungleicher Entwicklungsstufe stehen. Ausserdem existieren in dem Verzeichnisse 14 Sterne des Oriontypus, die aber helle Linien zeigen.

Das photographische Spektrum von β-Lyrae und seine periodischen Änderungen. Das Spektrum dieses Veränderlichen ist eines der merkwürdigsten Spektra, welche gegenwärtig bekannt sind. Es gehört zur ersten Spektralklasse und erstreckt sich sehr weit ins Violett, ist aber ausserdem im sichtbaren Teile von einzelnen hellen Linien durchzogen, unter welchen die Wasserstofflinien H γ und H β, sowie die Heliumlinie (D_3) besonders hervortreten. Diese Linien zeigen, wie Prof. Pickering zuerst auf Photographien der Spektra

---

1) Compt. rend. 1897. 11. Oktober.
2) Annales of Harvard College Observatory. 28. Part I.

erkannt hatte, periodische Verschiebungen ihrer Lage und zum Teil auch Änderung ihrer Intensität, welche mit dem Lichtwechsel des Sternes augenscheinlich in einem engen Zusammenhange stehen. Die hervorragendsten Spektroskopiker der Gegenwart haben sich seitdem mit dem Spektrum dieses Sternes beschäftigt; am eingehendsten sind die Untersuchungen, welche Prof. Vogel, auf die am astrophysikalischen Observatorium in Potsdam angestellten Beobachtungen gestützt, veröffentlicht hat[1]). Er hielt zwar die Zeit noch nicht für gekommen, eine vollständige Erklärung der sehr komplizierten Erscheinungen, die sich im Spektrum des Sternes zeigen, zu geben, doch zweifelte er nicht, dass die Veränderungen der Linien im wesentlichen auf Bewegungen nachstehender Himmelskörper zurückgeführt werden können. Der eigentümliche Lichtwechsel von β Lyrae lässt sich nach Prof. Vogel erklären durch den nahen Vorübergang zweier Himmelskörper, von denen der eine weniger leuchtet als der andere, unter der Annahme einer nahezu kreisförmigen oder einer elliptischen Bahn, deren grosse Axe nahe mit dem Visionsradius zusammenfällt, und bei welcher das Periastrum nach der Sonne gerichtet ist. Tritt der weniger leuchtende Körper vor den hellern und bedeckt ihn teilweise, so tritt das Hauptminimum ein; die beiden gleichgrossen Maxima finden statt, wenn die Verbindungslinie der Körper rechtwinklich zum Visionsradius steht. Das zweite Minimum erfolgt, wenn der helle Körper den weniger leuchtenden teilweise verdeckt. Anderseits lassen sich die relativen Verschiebungen der Linien für sich deuten durch den Umlauf zweier Körper, von denen der eine ein Spektrum mit hellen Linien, der andere ein Absorptionsspektrum besitzt, wenn die Bahn stark von der Kreisbahn abweicht, und die grosse Axe derselben einen beträchtlichen Winkel mit dem Visionsradius bildet. Beide Erscheinungen unter einer Voraussetzung zusammenzufassen, gelingt jedoch nicht.

Pater W. Sidgreaves von Stony-Horst-College Observatorium hat das Spektrum von β Lyrae 1892 ebenfalls photographisch aufgenommen und bereits früher darüber berichtet. Im Jahre 1895 hat er wiederum zahlreiche Aufnahmen, im ganzen über 100 Platten, erhalten, hauptsächlich in den Monaten Mai bis Oktober. Diese sämtlichen Photographien sind von ihm genau untersucht und die Wellenlängen der einzelnen Linien für jede Aufnahme bestimmt worden[2]). Die Zusammenstellung der Wellenlängen für jeden Tag der Periode des Lichtwechsels zeigt, dass die hellen Linien beträchtlichen Änderungen ihrer Lage unterliegen, die völlig dem Wechsel der Lichtkurve folgen, während die dunklen Linien durchaus unverändert bleiben. Die Positionen sämtlicher Linien im ganzen

---

[1]) Sitzungsbericht der Preuss. Akademie 1894. 6. p. 115 u. ff.
[2]) Monthly Notices. 57. Nr. 7. März 1892 p. 515.

Spektrum bleiben praktisch unverändert, während der vier Tage die dem Hauptminimum folgen. Am fünften und sechsten Tage lässt sich der Beginn einer leichten Veränderung vermuten, und diese wird deutlicher am siebenten Tage. Die hellen Linien werden gegen das violette Ende des Spektrums verschoben und kreuzen ihre mittlere Lage kurz auf dem zweiten Lichtminimum. Am achten und neunten Tage werden die Wellenlängen der Linien rasch kürzer und erreichen ihren kleinsten Wert am zehnten Tage zur Zeit des zweiten Lichtmaximums. Diese Veränderungen sind auf der von Pater Sidgreaves gegebenen Darstellung des Spektrums für jeden Tag der Periode des Lichtwechsels deutlich zu erkennen. Dieselbe ist auf Tafel II wiedergegeben, und man sieht hier die Veränderung der hellen Linie im Gegensatze zu der ihre Position nicht wechselnden dunklen Linie. Das Spektrum ist dargestellt zwischen den Wellenlängen von 390 und 500, für jeden der Tage 1—13 des Lichtwechsels, ausserdem für die Zeit von 22^h und fünf Tage 21^h nach dem Hauptminimum. Die erste helle Linie rechts, bei 48.7 ist die helle Wasserstofflinie H β. Sie wird an jeder Seite von einer schwachen, aber breiten Absorptionslinie begrenzt, von denen diejenige auf der Seite gegen violett hin während der ersten Hälfte des Lichtwechsels dunkler und am dunkelsten zur Zeit des ersten Lichtmaximums des Sternes ist, während die andere, gegen Rot hin liegende, dunkler in der zweiten Hälfte des Lichtwechsels und am dunkelsten zur Zeit des zweiten Maximums ist. Die Absorptionslinie der Gruppe bei 47.1 erscheint deutlich zur Zeit des Hauptminimums, sie wird etwa acht Stunden vorher allmählich sichtbar und verschwindet wieder am zweiten Tage nach demselben. Möglicherweise wird sie an allen andern Tagen von der hellen Linie überdeckt; letztere ist nahe dem Hauptminimum sehr schwach und im Augenblicke desselben völlig verschwunden, am stärksten dagegen kurz nach dem zweiten Minimum.

Die Liniengruppe bei 43.4 zeigt sowohl die helle als dunkle Komponente von H γ sehr stark in der Zeit zwischen dem Hauptminimum und dem ersten Maximum, die Absorptionslinie ist schwächer während der zweiten Hälfte des Lichtwechsels und sehr schwach zur Zeit beider Minima. Die helle Linie ist zur Zeit beider Lichtminima fast verschwunden, nimmt dann aber rasch an Helligkeit zu, ein Verhalten, welches in völligem Gegensatze zu H β steht. Den Ursprung der hellen Linie vermutet Pater Sidgreaves in starken Einwirkungen, welche ein in elliptischer Bahn umlaufender Körper auf die glühende Umhüllung des Hauptsternes ausübt, besonders wenn er diesem am nächsten (im Periastrum) steht. Der genannte Astronom stimmt in dieser Beziehung mit Belopolsky überein, welcher die Gesamtheit aller Erscheinungen im Spektrum von β Lyrae nicht nur durch die Bewegung vom umlaufenden Körper erklärbar glaubt, sondern auch an Prozesse auf dem Hauptkörper selbst denkt. Eine bestimmte Entscheidung kann erst die Zukunft geben.

Der neue Stern im Fuhrmann des Jahres 1892 hat nach den Beobachtungen von W. W. Campbell ein Spektrum, welches mit demjenigen der Nebelflecke übereinstimmt. Dies zeigten schon die ersten Messungen im August 1892, doch waren damals die Linien λ 4360 und λ 5750 recht hell, während sie in den bekannten Nebeln nur sehr schwach auf den Photographien erscheinen. Seit der zweiten Hälfte des Jahres 1896 sind diese Linien nun auch in der Nova so schwach geworden, dass sie praktisch unsichtbar sind, so dass das Spektrum vollkommen dem Spektrum eines Nebelfleckes gleicht. Ob der Stern aber auch als Nebel sich teleskopisch darstellt, blieb unentschieden. Im grossen Lick-Refraktor erschien er mit einer Nebelhülle und einem zentralen Kerne gleich einem Sternchen 10. Grösse, indessen wurde, zuerst von H. Newall, darauf hingewiesen, dass wegen der starken chromatischen Aberration des grossen Refraktors die Nebelhülle nur eine optische Täuschung sei, in Dr. Huggins' Reflektor erschien der Stern stets ohne Nebelhülle. Neue Untersuchungen, welche Campbell in dieser Hinsicht angestellt, bestätigten in der That, dass die Nova sich als richtiger Stern darstellt, indessen beharrt der Beobachter darauf, dass sie wirklich ein Nebel ist, weil die Aussage des Spektroskops darüber keinen Zweifel lasse [1]).

Der Stern *Z* Centauri, der auf den Photographien der Arequipa-Station entdeckt wurde [2]), ist fernerhin auf der Lick-Sternwarte beobachtet worden. Er war am 11. Juni 1896 erheblich schwächer geworden, etwa 14.4 Grösse, am 4. Januar 1897 suchte ihn Prof. Hussey vergeblich am grossen Refraktor, so dass er unter 16.3 Grösse gesunken sein muss. Wenn der Stern ein gewöhnlicher Veränderlicher ist, wie W. W. Campbell vermutet, so muss er von sehr langer Periode oder äusserst unregelmässig veränderlich sein. Ist er aber ein sogenannter neuer Stern, so hat er keine Analogie mit den neuen Sternen in Cygnus, Auriga und Norma, sondern ähnelt mehr der Nova von 1885 im Andromeda-Nebel [3]).

Der Stern ζ Puppis, 2.5 Grösse in R. A. $8^h\ 0.1^m$, D.—$39^\circ\ 43'$, ist aus photographischen Aufnahmen seines Spektrums als sehr merkwürdig erkannt worden [4]). Sein Spektrum ist von allen bis jetzt bekannten Spektren verschieden. Das kontinuierliche Spektrum wird von drei Liniensystemen durchzogen. Zunächst sind es die Wasserstofflinien und die Linie K, welche darin dunkel erscheinen, wie in den Sternen des I. Typus. Dann sieht man zwei helle Banden oder Linien, deren Wellenlängen etwa 4652 und 4698 sind, und die

---

[1]) Astrophysical Journal. 5. Nr. 4. p. 239.
[2]) Dieses Jahrbuch. 7. p. 72.
[3]) Astrophysical Journal. 5. Nr.   p. 233.
[4]) Harvard College Observatory Circular Nr. 12. Astrophysical Journal. 5. Nr. 2. p. 92.

vielleicht übereinstimmen mit Linien im Spektrum des V. Typus. Endlich erscheint eine Reihe von Linien, deren Wellenlängen näherungsweise sind: 3816, 3857, 3925, 4026, 4201 und 4505, letztere Linie ist dabei sehr schwach. Diese sechs Linien bilden eine rhythmische Reihe, ähnlich denen des Wasserstoffs. Wie Miss A. J. Cannon gefunden, zeigt sich die nämliche Reihe von Linien in dem Spektrum des Sternes 29 Canis majoris. Prof. Kayser glaubt, dass die von Pickering aufgefundene Serie von Linien eine bis jetzt noch nicht beobachtete Serie des Wasserstoffs ist, deren bisheriges Fehlen vielleicht durch die nicht genügend hohe Temperatur in unsern Geissler'schen Röhren und auch der meisten Sterne zu erklären sein möchte [1]).

Der Sternhaufen G. K. 4410 (R. A. $18^h\ 22^m$, D. $+ 6^0\ 25'$) ist von Dr. A. A. Nyland vermessen worden [2]). Er hat in demselben die Differenzen der Rektaszension und Deklination für 28 Sterne mikrometrisch bestimmt und ausserdem sechs photographische Aufnahmen desselben Sternhaufens vermessen, von denen je zwei von Professor Scheiner, den Gebrüdern Henry und von Dr. J. Roberts herrührten. Die letztern waren indessen aus mehrfachen Gründen für die Ausmessung nicht geeignet. Der Sternhaufen führt im Neuen General-Kataloge die Nr. 6633.

Verteilung der Sterne in den Plejaden. Prof. Bailey hat eine Vergrösserung der photographischen Aufnahme der Plejaden mit dem Bruce-Teleskop und sechsstündiger Exponierung hergestellt und die scheinbare Verteilung der Sterne darin untersucht. Zu diesem Zwecke wurde eine Region von 2^0 im Quadrate, in deren Mitte η Tauri (Alkyone) steht, in 144 kleine Quadrate geteilt, jedes von 10' Seitenlänge, und die Sterne in jedem einzelnen dieser Quadrate gezählt. Die Gesamtzahl der Sterne beträgt 3972, also durchschnittlich 28 in jedem Quadrate. Die 42 Quadrate, welche die hellern Sterne der Gruppe umschliessen, haben 1012 Sterne oder 24 pro Quadrat. Darnach ergiebt sich, dass die Gesamtzahl der Sterne in der Region der Plejaden merklich geringer ist, als in den benachbarten Teilen des Himmels auf gleicher Fläche und sehr viel geringer, als in manchen Teilen der Milchstrasse. Sonach muss man die Plejaden betrachten als eine Gruppe, die nur aus verhältnismässig hellen Sternen besteht, und das Fehlen der lichtschwächsten Sternchen ist wahrscheinlich zurückzuführen auf die schwache Nebelhülle, welche die Plejaden umgiebt. Ähnliche Untersuchungen, wie bei den Plejaden, wurden bezüglich eines Teiles des Himmels von 6' im Quadrate in der Nähe von η Carinae angestellt. Die Platte war fünf Stunden exponiert, und die Zählung ergab, dass dort auf einer Fläche von fünf Quadratgrad 250000 Sterne stehen, und die ganze Platte wohl 400000 Sterne enthält [3]).

---

[1]) Astrophysical Journal. 5. Nr. 2. p. 98.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3449.
[3]) Harvard College Observatory Circular Nr. 17.

Photographische Aufnahme der Plejaden. Im Anschlusse an die Bemerkungen Prof. Pickering's über die Verteilung der Sterne in den Plejaden veröffentlicht W. Stratanoff einige Untersuchungen über den nämlichen Gegenstand. Dieselben beziehen sich auf eine Aufnahme der Plejaden, welche derselbe mit dem Refraktor von 330 *mm* Öffnung der Sternwarte zu Taschkent bei 25stündiger Exponierung erhalten hat[1]). Die Gesamtzahl der Sterne, welche auf dem photographischen Cliché sichtbar sind, beträgt 6614, indessen sind viele andere Sterne von der diffusen Lichthülle, welche die hellsten Sterne umgiebt, und ebenso durch die Nebelflecke verdeckt, so dass Stratanoff die wirkliche Anzahl der Sterne auf einer Fläche von 4.35 Quadratgrad, deren Mittelpunkt der Stern Alkyone einnimmt, auf 6700 bis 6750 schätzt. Nimmt man mit Prof. Pickering ein Quadrat von 10′ Seitenlänge zur Einheit, so ist dessen mittlere Sternzahl = 43. Diese Sterndichte nimmt von SW nach NO zu, d. h. in der Richtung gegen die Milchstrasse hin. An der reichsten Stelle erhebt sich die Sterndichte auf 59, an der ärmsten sinkt sie auf 11 herab. Was die Plejaden selbst anbelangt, so beziffert sich die Sternzahl in den 42 Quadraten, welche die Hauptsterne umschliessen, auf 1579 (mit der obigen Korrektion auf 1681), entsprechend einer mittlern Sterndichte von 38 (resp. 40). Dies steht in voller Übereinstimmung mit dem Ergebnisse, zu welchem Pickering und Bailey gekommen sind, nämlich dass die Anzahl der lichtschwachen Sterne in den Plejaden geringer ist, als in dem umgebenden Himmelsraume. Besonders eine Region von etwa 0.3 Quadratgrad Fläche, südlich des Sternes Merope, ist sehr augenfällig arm an Sternen, sie ist die sternärmste der ganzen Aufnahme, obgleich sie den Plejaden sehr nahe liegt. Ihre mittlere Sterndichte beträgt nur 17. Man bemerkt diese Region sehr deutlich auch auf den Aufnahmen von Henry und den Photographien von Wolf. Die grösste Sterndichte (46) in den Plejaden findet sich zwischen Alkyone und Atlas; nahe bei den Sternen Electra und Celaeno ist sie gleich 34, und an andern Stellen der Plejaden hat sie ihren mittlern Wert. Daraus folgt, dass die Plejaden keineswegs ein reicher Sternhaufen sind. Die Sterndichte wächst in jener Gegend des Himmels in der Richtung gegen die Milchstrasse hin, aber keine Spur von Zuwachs zeigt sich in den Plejaden, die höchstens aus ein paar hundert hellen Sternen bestehen. In diesem Sternhaufen finden sich vier Nebelflecke von länglicher Gestalt, von denen die drei hellern auf der Henry'schen Photographie enthalten sind, der schwächere auf derjenigen zu Taschkent. W. Stratanoff vermutet, dass von diesen Nebeln zwei (in 23° 41′ und 23° 55′ n. Dekl.) vielleicht veränderlich sind.

Veränderliche Sternhaufen. Prof. Solon J. Bailey hat vor einiger Zeit die Entdeckung gemacht, dass in gewissen Sternhaufen

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3441.

zahlreiche veränderliche Sterne vorhanden sind, während in andern Haufen, die anscheinend zu der nämlichen Klasse gehören, veränderliche Sterne fehlen. Seitdem hat er diese Entdeckung vervollständigt durch Auffindung von vielen andern veränderlichen Sternen, im ganzen an 310. Sie verteilen sich auf folgende Sternhaufen: In dem Haufen, neuer General-Katalog Nr. 104 (47 Tucanae) 6 Veränderliche; in Nr. 362, 8 Veränderliche; in Nr. 5139 (ω Centauri) 60; in Nr. 5272 (Messier's Katalog Nr. 3) 113; in Nr. 5904 (Messier Nr. 5) 63; in Nr. 5986, 1; in Nr. 6254, 1; in Nr. 6266, 9; in Nr. 6626, 3; in Nr. 6656, 5; in Nr. 6723, 2; in Nr. 6752, 1; in Nr. 7078, 27; in Nr. 7089, 8 und in Nr. 7099, 2. In dem grössten Teile dieser Sternhaufen wurden etwa 1000 Sterne untersucht. In dem Haufen Messier Nr. 3 sind etwa $^9/_{10}$ aller Sterne veränderlich, während in andern Haufen, wie z. B. dem grossen Sternhaufen im Herkules unter etwa 2000 Sternen nicht ein einziger Veränderlicher gefunden wurde[1]).

Neu entdeckte Nebelflecke. Eine Anzahl neuer, meist sehr lichtschwacher Nebel hat Lewis Swift auf dem Echo-Mountain Observatorium in Kalifornien entdeckt und in drei Verzeichnissen veröffentlicht. Das erste Verzeichnis[2]) umfasst 50 Nebel, die beiden andern[3]) je 25 und 30 Objekte. Die meisten der neu entdeckten Nebel sind sehr lichtschwach. Unter ihnen ist der Nebel (R. A. $13^h\ 47^m\ 38^s$ D. — $0^0\ 38'\ 0''$ für 1900.0) bemerkenswert als elliptischer planetarischer Nebel mit sehr scharfem Rande. Der Nebel (R. A. $19^h\ 22^m\ 0^s$ D. — $36^0\ 24'\ 5''$) ist im Aussehen ähnlich einem engen, hellen Doppelsterne, von welchem jede Komponente eine helle, kleine gewöhnliche Nebelscheibe besitzt. Der von Gale entdeckte Ringnebel (R. A. $21^h\ 53^m\ 0^s$ D. — $39^0\ 53'\ 42''$) ist nach Swift ähnlich dem bekannten Ringnebel in der Leyer, aber lichtschwächer. Von solchen Ringnebeln sind jetzt sieben bekannt.

Neu entdeckte Nebelflecke durch photographische Aufnahmen zählt J. Roberts auf[4]). Unter denselben sind manche sehr lichtschwache, doch auch andere, welche als mässig hell bezeichnet werden können. Hierher gehört der Nebel nahe bei dem bekannten Nebel N. G. K. Nr. 6991; er steht in R. A. $20^h\ 51^m\ 11^s$ und $46^0\ 53'$ n. Dekl. Dieser Nebel geht vorauf und umhüllt den Stern 6. Grösse der Bonner Durchmessung Nr. 3011, Zone + 46; er ist 6.5′ lang und 5′ breit, mit mehrern hellen und schwächern Sternen darin. Nebel R. A. $23^h\ 55^m\ 31^s$ D. + $15^0\ 48'$ ist hell und kleiner, länglich mit feinem Kerne. Nebel R. A. $1^h\ 39^m\ 39^s$ D. + $26^0\ 37.7'$, im Dreiecke, ist nicht so gross

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 15.
[2]) Astron. Journal 1897. Nr. 13.
[3]) Monthly Notices. 57. Nr. 9.
[4]) The Observatory Nr. 254. p. 244.

als der benachbarte Nebel N. G. K. 672 und nur 8′ von diesem entfernt. Sein Kern besteht aus sechs feinen sternförmigen Kondensationen, die eine gerade Linie bilden. Roberts findet es seltsam, dass dieser Nebel allen Beobachtern entgangen ist, und glaubt, dass seine gegenwärtige Sichtbarkeit erst im letzten halben Jahrhunderte begann. Rosse beobachtete den benachbarten Nebel 1876 siebenmal, ohne diesen neuen zu erwähnen. Nebel R. A. $12^h\ 26^m\ 13^s$ D. + 13° 37.7′, ist wahrscheinlich ein kleiner Spiralnebel mit einem Kerne, ähnlich einem Sternchen 16. Grösse.

Die grosse Magellanische Wolke. Prof. Edward C. Pickering teilte einige sehr interessante Resultate mit, welche sich aus den photographischen Aufnahmen zu Arequipa bezüglich der grossen Magellanischen Wolke am südlichen Himmel ergeben haben[1]). Bis jetzt wurden Sterne, deren Spektra zum fünften Typus gehören und hauptsächlich aus hellen Linien bestehen, nur in der Nähe der Mittellinie der Milchstrasse aufgefunden. Der mittlere Abstand der 67 Sterne dieses Typus von jener Mittellinie berechnet sich auf 2° 39′; nur bei einem einzigen Objekte, dessen Abstand 17° 39′ beträgt, übersteigt die Abweichung 9°. Es ist schwer, diese Anordnung der Sterne nach einem grössten Kreise, als ob sie einem viel schmälern Streifen angehörten, wie die Milchstrasse erscheint, zu erklären. Dieses Gesetz der Verteilung der bezeichneten Sterne ist eines der wichtigsten Resultate, welche durch die Mittel des Henry-Draper-Memorial erlangt wurden. Die beiden Magellanischen Wolken gleichen nun sehr in ihrem Aussehen der Milchstrasse, obgleich sie vollständig von ihr getrennt sind, indem sie 33°, resp. 45° davon entfernt stehen. Bei einer Untersuchung der Photographien der Spektra von Sternen in der grossen Magellanischen Wolke, welche unlängst mit dem photographischen Bruce-Teleskop aufgenommen worden, hat Mrs. Fleming sechs Sterne gefunden, deren Spektra dem fünften Typus angehören, ferner helle Linien in den Spektren von sieben Sternen des ersten Typus, und ferner, dass die Spektra von sechs bekannten Nebeln gasförmig und nicht kontinuierlich sind. Die Kraft des Instrumentes und die Qualität der Photographien werden durch die Thatsache gekennzeichnet, dass, mit einer einzigen Ausnahme, diese sämtlichen Sterne so lichtschwach sind, dass sie in keinem bis jetzt veröffentlichten Sternkataloge sich befinden.

Der heutige Standpunkt und die historische Entwicklung der cölestischen Photographie ist von Prof. Scheiner in einem wichtigen Werke dargestellt worden, dessen hier schliesslich noch gedacht werden muss[2]). Zunächst bespricht er in diesem Werke

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 19.
[2]) Die Photographie der Gestirne von Prof. Dr. Scheiner. Leipzig 1897.

die Herstellung und Verwertung von Himmelsaufnahmen, und zwar die photographische Technik in der Himmelsphotographie, die Instrumente zur Aufnahme cölestischer Objekte, die Messungs- und photographischen Registriermethoden. Diese Ausführungen des erfahrenen Fachmannes haben für den Praktiker die grösste Bedeutung, er findet hier alles zusammengestellt und besprochen, was auf diesem Gebiete massgebend ist. Das Gleiche gilt von dem zweiten, Abschnitte, welcher die photographische Photometrie und die Entstehung der photographischen Bilder behandelt. Hier tritt in erster Linie die Frage auf, welches die Grössenklasse der schwächsten Sterne ist, die bei einem gegebenen Instrumente nach einer gewissen Zeitdauer der Exposition noch photographisch abgebildet werden. Thatsache ist, dass bei Benutzung sehr lichtstarker Instrumente und sehr langer Expositionszeiten noch Sterne auf den Platten erscheinen, welche direkt am Fernrohre selbst nicht gesehen werden können. Anfangs glaubte man, dass durch immer längere Exponierung in direktem Verhältnisse ihrer Zeitdauer immer schwächere Sterne zur Darstellung kommen müssten. So sollten z. B. die für die Aufnahme der photographischen Himmelskarte bestimmten 13 zölligen Refraktoren in zwei Stunden Sterne 17. Grösse abbilden. Das Ansehen, bemerkt Prof. Scheiner, welches die Himmelsphotographie berechtigtermassen zu diesem Zeitpunkte schon erlangt hatte, wurde durch die Angabe derartig enormer Leistungen noch beträchtlich erhöht, und insofern hat die überschwengliche und wissenschaftlich nicht begründete Lobpreisung doch der astronomischen Wissenschaft einen Nutzen gebracht, als vielleicht ohne sie das allgemeine Interesse an der Himmelsphotographie nicht in dem Masse erweckt worden wäre, wie es zur internationalen Vereinigung der Astronomen behufs Herstellung der grossen photographischen Himmelskarte notwendig war. Nach den Untersuchungen von Prof. Scheiner gewinnt man bei einer $2^1/_2$ fach längern Expositionszeit Sterne, die 0.5 bis 0.75 Grössenklasse schwächer sind. Die 13 zölligen photographischen Refraktoren, welche zur Herstellung der allgemeinen Himmelskarte benutzt werden, geben bei einer Expositionsdauer von 24 Sekunden alle Sterne bis zur Grössenklasse 9.5; bei einer Expositionsdauer von 10 Stunden daher alle Sterne bis zur 13.5 oder 15. Grösse. Die ersten Versuche photographischer Aufnahmen von Fixsternen geschahen 1850 auf der Sternwarte zu Cambridge in Nordamerika, doch erhielt man damals nur ein ziemlich verschwommenes Bild zweier hellen Sterne; erst sieben Jahre später gelang es auf der nämlichen Sternwarte, einen Doppelstern zu photographieren Schon 1861 dachte Warren de la Rue an die photographische Herstellung einer Sternkarte, und einige Jahre später gelang es Rutherfurd wirklich, einen Sternhaufen (die Krippe im Krebs) zu photographieren. Ihm folgten H. Draper und Gould, dann Gill; allein eine Hauptepoche in der photographischen Aufnahme des Sternenhimmels begann erst mit den Arbeiten der Gebrüder Henry auf der Pariser

Sternwarte. Seit dem Jahre 1885 lieferten diese jene bewundernswürdigen Karten des Fixsternhimmels, welche, ohne jede Retouche, die Sterne so zeigen, wie sie sich mit ihrem eigenen Lichte eingezeichnet hatten, Karten, welche mit Recht das Staunen aller erregten, die sie sahen. Die allgemeine Begeisterung, welche diese Arbeiten hervorriefen, wurde von dem Direktor der Pariser Sternwarte, Admiral Mouchez, benutzt, um eine internationale Vereinigung zur Herstellung einer den ganzen Himmel umfassenden photographischen Karte und eines Sternkataloges ins Leben zu rufen. Diese Arbeit ist die grossartigste, welche bis heute auf dem Gebiete der Astronomie unternommen worden. Die erforderlichen Instrumente sind sämtlich nach dem Muster des Pariser photographischen Fernrohres neu hergestellt worden, und zwar für 18 verschiedene Sternwarten, die sich an dem Unternehmen beteiligen. Zunächst findet eine zweimalige Aufnahme des Himmels bei der kurzen Expositionszeit von 5 Minuten statt, wodurch alle Sterne bis zur 11. Grösse erhalten werden. Die Positionen dieser Sterne werden dann mit aller Genauigkeit durch Messung auf den Platten und Anschluss an die bereits mit Meridianinstrumenten erhaltenen Sterne festgelegt und in einem Kataloge zusammengestellt. Diese Messungen erfordern indessen einen solchen Aufwand von Arbeitskraft, dass die Fertigstellung des Kataloges in absehbarer Zeit nicht zu erwarten ist. Neben der erwähnten Aufnahme findet noch eine andere mit der langen Expositionsdauer von einer Stunde statt, welche sämtliche Sterne bis nahe zur 13. Grösse giebt, und welche die eigentliche Himmelskarte liefern soll, deren Publikation aber auch noch in weitem Felde steht und ohne bedeutende Zuschüsse der einzelnen Staaten, die an dem Unternehmen beteiligt sind, kaum denkbar ist. Von besondern Arbeiten auf dem Gebiete der Fixsternphotographie sind die Aufnahmen und Ausmessungen verschiedener Sternhaufen zu erwähnen, die der Zukunft die Mittel darbieten, um zu entscheiden, wie die Bewegungsverhältnisse der einzelnen Sterne in diesen merkwürdigen Haufen sich gestalten. Von der Gedrängtheit mancher Sternhaufen mag die Bemerkung ein Bild geben, dass in einem von Prof. Scheiner photographierten und vermessenen Haufen im Sternbilde des Herkules über 500 Sterne auf einem Flächenraume erscheinen, welcher 64 mal kleiner ist, als dem blossen Auge die Mondscheibe erscheint. Ohne die Hilfe der Photographie wäre es völlig unmöglich, in diesem Sternengewimmel Messungen anzustellen. Von ebenso grosser Bedeutung erweist sich die Photographie für die Darstellung der Milchstrasse, jenes unergründlichen Bogens von Sternen und Nebelflecken, der den Himmel nahezu in einem grössten Kreise überzieht. Besonders die Aufnahmen von Barnard auf der Lick-Sternwarte lassen den äusserst verwickelten Bau der Milchstrasse und ihren Zusammenhang mit ausgedehnten Nebelflecken erkennen. Sie zeigen ferner deutlich die merkwürdige, schon von Herschel bemerkte Thatsache, dass dicht neben Stellen von grösster Stern-

anhäufung häufig leere Räume erscheinen, eine Erscheinung, die nicht zufällig sein kann, sondern mit dem Wesen der Milchstrasse in engstem Zusammenhange stehen muss. Von grösster Wichtigkeit hat sich die Anwendung der Photographie auf die Darstellung der kosmischen Nebelflecke erwiesen. Diese überaus merkwürdigen, zuerst von W. Herschel genauer untersuchten Gebilde sind meist nur in den grössten Teleskopen deutlich erkennbar, und ihre Darstellung auf zeichnerischem Wege ist überaus schwierig. Im Jahre 1880 gelang es H. Draper zuerst, den grossen Orionnebel zu photographieren, doch ist das erhaltene Bild sehr unvollkommen. Niemand hätte wohl geglaubt, dass nach kaum mehr als einem Jahrzehnte die Photographie nicht nur über den verwickelten Bau höchst lichtschwacher Nebelflecke ungeahnte Aufschlüsse ergeben, sondern auch zahlreiche und ausgedehnte Nebel ans Licht ziehen würde, die kein Fernrohr zeigt. In dem grossen Andromedanebel hat zuerst die Photographie von Roberts merkwürdige Spiralen gezeigt, welche eine einfach mechanische Deutung zulassen und damit Licht über die Bildungsweise dieses Nebels verbreiten. Der Orionnebel zeigt sich auf den neuesten Photographien in einer so merkwürdigen und komplizierten Gestalt, dass das Verständnis seines Baues zur Zeit völlig ausgeschlossen ist. Wir stehen offenbar hier erst am Anfange der Forschung, und Spekulationen über Wesen und Bau der Nebelflecke sind mit Vorsicht aufzunehmen. So viel ist jedoch sicher, dass der ältere Herschel Recht hatte, als er sagte, die Menge und Ausbreitung der Nebelmassen im Weltenraume übersteige die Begriffe der Menschen.

In unserem Sonnensysteme hat die Photographie bisher hauptsächlich nur Anwendung zu Darstellungen der Sonnen- und Mondoberfläche gefunden. Das erste Daguerreotypbild der Sonne hat Lerebours in Paris 1842 aufgenommen, es zeigte sehr deutlich, dass die Helligkeit der Sonnenscheibe von der Mitte nach dem Rande zu abnimmt; Foucault und Fizeau photographierten 1845 zum ersten Male Sonnenflecken, und 1854 gelang es J. C. Read, die Granulation der Sonnenoberfläche photographisch wiederzugeben. Im Jahre 1858 begannen die regelmässigen photographischen Aufnahmen der Sonnenscheibe und ihrer Flecken zu Kew, aber erst 1877 die wichtigen, bisher unübertroffenen Sonnenaufnahmen Janssen's zu Meudon bei Paris. »Janssen«, sagt Prof. Scheiner, »der der Vervollkommnung dieses Spezialzweiges der cölestischen Photographie sein ganzes Leben gewidmet hat, ist mit seinen Vorversuchen durchaus systematisch vorgegangen. Er begann damit, die Stelle des Spektrums zu ermitteln, welche auf die nassen Kollodiumplatten die stärkste Wirkung hat; zu diesem Zwecke nahm er das Sonnenspektrum auf derselben Platte mit immer kürzern Expositionszeiten auf, bis schliesslich nur die empfindlichste Stelle noch einen schwachen Eindruck zeigte. Das Spektrum wurde hierbei durch Prismen aus denselben Glassorten erzeugt, aus denen nachher das Objektiv angefertigt

werden sollte. Bei Verwendung möglichst kurzer Expositionszeiten kommt somit nur ein sehr schmaler Streifen des Spektrums zur Wirksamkeit; die Bedingung für die Achromatisierung des Objektives ist also eine sehr günstige. Die Verwendung möglichst kurzer Expositionszeiten bietet aber auch noch dadurch besondere Vorteile, dass sie die Kontraste bedeutend stärker hervortreten lässt, als sie in Wirklichkeit sind, und als sie dementsprechend bei direkter Beobachtung erscheinen. Wählt man bei der Aufnahme der Sonnenoberfläche z. B. die Expositionszeit so kurz, dass nur die hellsten Partien derselben, die Körner, welche die Oberfläche zusammensetzen, eine Wirkung auf die Platte ausüben, während die dunklern Zwischenräume überhaupt nicht mehr wirken, so kann durch kräftiges Hervorrufen und nachheriges Verstärken der Aufnahmen die Struktur der Oberfläche viel deutlicher zur Erscheinung gebracht werden, als durch direkte Betrachtung möglich ist. Durch die sorgfältige Beobachtung dieser Umstände ist es Janssen gelungen, die besten bisherigen Sonnenaufnahmen herzustellen, und nicht zum mindesten hat hierbei die Verwendung des nassen Kollodiumverfahrens geholfen, von dem Janssen auch heute noch nicht abgegangen ist, trotz der viel grössern Bequemlichkeiten, welche die gewöhnlichen Bromsilberplatten bieten. Es darf übrigens nicht unerwähnt bleiben, dass auch Janssen nur wenige wirklich vorzügliche Aufnahmen gelungen sind, da die hierzu nötigen atmosphärischen Bedingungen zu selten eintreten.

Über die Form der kleinsten Elemente, welche die Sonnenoberfläche zusammensetzen, berichtet Janssen folgendermassen: Die Gestalt der Körner ist zwar eine sehr verschiedene, aber sie nähert sich doch im allgemeinen sehr der sphärischen, und zwar um so mehr, je kleiner sie sind. Bei den zahlreichen Körnern, welche mehr oder weniger unregelmässig gestaltet sind, lässt sich erkennen, dass sie durch die Verbindung mehrerer kleiner Elemente entstehen, welche selbst wieder nahe kreisförmig begrenzt werden. Ohne hier auf die weitern Schlüsse Janssen's in betreff der Erklärung der Granulation und damit der Konstitution der Sonnenoberfläche näher einzugehen, will Prof. Scheiner die Bemerkung nicht unterdrücken, dass die Beobachtung, dass die kleinsten Elemente der Sonnenoberfläche sich am meisten der sphärischen Gestalt nähern, nicht eine reelle Grundlage zu besitzen braucht, da Objekte von nur wenig über eine Bogensekunde Durchmesser infolge der Diffraktion und der Unvollkommenheit der optischen Teile stets mit mehr oder weniger Näherung als Kreise abgebildet werden.

Bei Gelegenheit der Aufnahme eines grössern Sonnenfleckes am 22. Juni 1885 hat Janssen gefunden, dass die Granulation sich nicht bloss auf die Penumbra, sondern auch auf die den Fleck umgebenden Fackeln erstreckt; er schliesst daraus, dass die Granulation das konstituierende Element der ganzen Photosphäre sei, gleichgültig, ob sich dieselbe in der Form von Fackeln oder andern Gebilden zeigt.

Die interessanteste Entdeckung, welche Janssen mit Hilfe seiner Sonnenaufnahmen gelungen ist, bezieht sich auf das sogenannte »photosphärische Netz« der Sonnenoberfläche. Janssen sagt hierüber folgendes:

»Eine aufmerksame Untersuchung der Sonnenphotographien von 0.30 *m* Durchmesser zeigt, dass die Photosphäre nicht in allen Teilen eine gleichmässige Zusammensetzung besitzt, sondern dass sie in eine Anzahl mehr oder weniger voneinander abstehender Figuren geteilt ist. Während in den Intervallen dieser Figuren die Körner zwar von verschiedener Grösse, aber doch deutlich und scharf begrenzt sind, erscheinen im Innern derselben die Körner zur Hälfte verschwunden, ausgelöscht und verzerrt; sehr häufig sind sie ganz verschwunden, um streifigen Gebilden Platz zu machen. Alles dies zeigt an, dass innerhalb dieser Flächen die photosphärischen Massen sehr heftigen Bewegungen ausgesetzt sind, welche die Granulation verwirren. Die gestörten Flächen selbst besitzen mehr oder weniger abgerundete Begrenzungen, zuweilen aber auch ziemlich geradlinige, so dass sie polygonartig erscheinen. Der Durchmesser ist sehr verschieden; er erreicht häufig mehr als eine Bogenminute.«

Nur die besten Janssen'schen Aufnahmen zeigen das photosphärische Netz; optisch hat es nie wahrgenommen werden können, was auch nach den angeführten Vorzügen, welche die kurz exponierten Aufnahmen vor der direkten Beobachtung besitzen, nicht anders zu erwarten ist. Die bessern Aufnahmen, welche Lohse mit dem Potsdamer Heliographen erhalten hat, lassen Andeutungen des Netzes deutlich erkennen. Janssen und mit ihm die meisten Astronomen vertreten die Ansicht, dass die Erscheinung des photosphärischen Netzes eine reelle ist, d. h. dass sie auf der Sonnenoberfläche selbst oder innerhalb der Sonnenatmosphäre zu stande kommt. Janssen selbst giebt folgende Erklärung: »Da die Schicht, welche die Photosphäre bildet, nicht im Gleichgewichte ist, so durchbrechen die aufsteigenden Gasströme, um sich Luft zu machen, diese Schicht an den verschiedensten Punkten; daher entstehen überhaupt die Elemente der Oberfläche, welche nichts anderes sind, als die Bruchstücke der photosphärischen Hülle, und welche wegen der Schwere ihrer einzelnen Teilchen bestrebt sind, eine sphärische Form anzunehmen; daher die kugelförmige Gestalt, welche, wie man sieht, nicht einem absoluten Gleichgewichtszustande entspricht, sondern einem relativen, welcher aber nur sehr selten zu stande kommt, denn an zahlreichen Stellen reissen die aufsteigenden Ströme die Granulationselemente mehr oder weniger stark mit sich fort, und ihre kugelförmige Gleichgewichtsgestalt wird bei heftigen Bewegungen so verändert, dass sie schliesslich gar nicht mehr zu erkennen ist.

Es lässt sich gegen diese Erklärung nicht mehr anführen als gegen die meisten sogenannten Sonnentheorien, die, weit davon entfernt, wirkliche Theorien zu sein, nur aus Spekulationen bestehen, die nicht durch die moderne Mechanik unterstützt sind.«

Bezüglich der Bilder der Sonnenprotuberanzen, welche mit dem Spektroheliographen erhalten werden, bemerkt Prof. Scheiner, dass sie zwar nicht besser sind als diejenigen, welche man direkt im Spektroskope beobachten kann, eher findet das Gegenteil statt; aber wie überall ist auch hier die grössere Sicherheit in der objektiven Darstellung von überwiegendem Vorteile. »Die Formveränderungen grosser Protuberanzen können durch schnell aufeinander folgende Aufnahmen nicht bloss sicherer konstatiert, sondern auch durch Messung noch viel sorgfältiger ermittelt werden als bei direkten Beobachtungen. Von ganz besonderem Werte aber werden die Protuberanzaufnahmen für die Statistik dieser Gebilde werden und damit für die Erforschung des Zusammenhanges zwischen Protuberanzen und andern Erscheinungen auf der Sonnenoberfläche. In dieser Beziehung erfüllt der Spektroheliograph die Erwartungen, die vorher an die Methode geknüpft werden konnten, im vollen Masse. Gleichzeitig aber hat er ein vorher nicht erwartetes Resultat von vielleicht noch viel grösserer Bedeutung geliefert: die ständige Beobachtung der Sonnenfackeln und damit zusammenhängender Erscheinungen.

Bereits Young hatte erkannt, dass die H- und K-Linien des Spektrums der Sonnenflecke meist hell erscheinen; im Jahre 1891 fanden Hale und Deslandres nahe gleichzeitig, dass diese Linien nicht bloss stellenweise hell sind, sondern auch eine doppelte Umkehr zeigen, indem die helle Linie durch eine feine dunkle, in der Mitte gelegene, in zwei Hälften geteilt ist. Dass hier eine wirkliche Umkehr und nicht etwa eine blosse Doppellinie vorliegt, ist von Hale durch die Beobachtung bewiesen, dass nach dem Sonnenrande hin die dunkle Linie verschwindet, und die beiden Komponenten der hellen Linie sich in eine einzige verwandeln von der gleichen Breite, deren Mitte genau mit der dunklen Linie zusammenfällt. Die Erklärung der doppelten Umkehr der H- und der K-Linie liegt nach dem Kirchhoff'schen Satze auf der Hand und kann leicht experimentell im elektrischen Bogen bestätigt werden. Stellenweise muss der Metalldampf, der die hellen Linien erzeugt (Calcium in der K-Linie), oberhalb der Photosphäre heisser sein als letztere, darüber muss sich wiederum eine kühlere Schicht desselben Dampfes befinden, der absorbierend wirkt. Dass die hierdurch entstehende Absorptionslinie beträchtlich schmäler ist, als die helle Linie, folgt ohne weiteres aus der höhern Lage der kühlern Schicht, die sich dadurch unter geringerem Drucke befindet.

Nimmt man nun vermittelst des Spektroheliographen die Sonnenscheibe in der hellen K-Linie auf, so erhält man also ein Abbild aller Stellen, an denen der Ca-Dampf heisser ist als die Photosphäre. Die Gesamtheit dieser Stellen ergiebt ein über die ganze Sonnenscheibe sich erstreckendes Netz, welches besonders kräftig in den Fleckenzonen und in unmittelbarer Nähe der Flecke auftritt und in seiner Erscheinung genau denselben Eindruck macht, wie die für gewöhnlich nur in einem eng begrenzten Ringe in der Nähe des

Sonnenrandes sichtbaren Fackeln. Es ist durch Hale bereits nachgewiesen, dass sich in diesem Ringe das Netz der hellen Stellen der heliospektrographischen Aufnahmen mit den Fackeln der gewöhnlichen Aufnahmen deckt, dass also beide Erscheinungen identisch sind.

Es ist somit das Problem gelöst worden, die Fackeln ständig über die ganze Sonnenscheibe hinüber verfolgen zu können, und die Schwierigkeiten, welche bisher bei Untersuchungen über die Bewegung der Fackeln in der Identifizierung der einzelnen Objekte bestand, fällt damit weg. Es steht somit zu hoffen, dass den Fackeln eine ähnlich sorgfältige Berücksichtigung zufallen wird, wie sie schon seit vielen Jahren den Sonnenflecken gewidmet ist.«

Bezüglich der Sonnenfinsternisse hat die Himmelsphotographie Wichtiges geleistet, besonders seit 1860 in bezug auf die Sonnencorona. Seit 1871 ist wohl keine totale Sonnenfinsternis vergangen, die in einigermassen zugänglichen Gegenden stattfand, ohne dass Coronaaufnahmen erhalten worden wären, die zum Teil die Corona bis zu einer Ausdehnung von mehrern Sonnendurchmessern zeigen. »Die hierzu benutzten Apparate bestehen im wesentlichen aus parallaktisch montierten Objektiven von kurzer Brennweite und grossem Gesichtsfelde, die vielfach am Cameraende besondere Vorrichtungen enthalten, um mit möglichster Geschwindigkeit die Platten wechseln zu können.

Wenn die zahlreichen Aufnahmen der Corona bisher auch noch nicht zu einer endgültigen Erklärung des Phänomens geführt haben, so haben sie doch eine Reihe charakteristischer Eigenschaften desselben zu unserer Kenntnis gebracht, die durch direkte Beobachtungen allein wohl schwerlich hätten erkannt werden können.

Zunächst kann es keinem Zweifel mehr unterliegen, dass die Ausdehnung und Gestaltung der Corona einem vielfachen Wechsel unterworfen ist; ganz besonders äussert sich dies darin, dass zu den Zeiten geringer Sonnenthätigkeit (Fleckenminimum) die Corona nur geringe Ausdehnung besitzt, während sie im Maximum der Sonnenthätigkeit sehr viel weiter von der Sonne weg zu verfolgen ist.

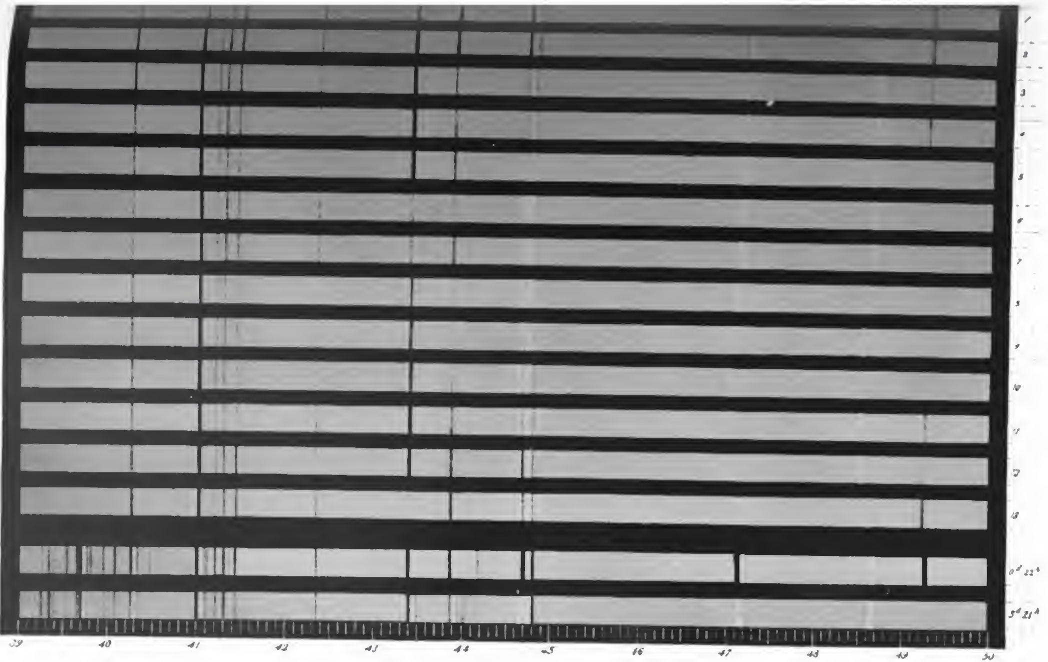
Hiermit steht die äussere Form der Corona im engsten Zusammenhange; denn im allgemeinen zeigt sie in den Verlängerungen der sogenannten Fleckenzonen ihre grösste Ausdehnung, während die Pole abgeplattet sind, und der Äquator selbst als ein Defekt in der Coronamaterie sichtbar wird: die Corona zeigt die Form eines in der Richtung des Sonnenäquators liegenden, von der Sonne weg gerichteten Fischschwanzes. Bemerkenswerte Abweichungen von dieser Form sind übrigens auch schon beobachtet worden, so z. B. im Jahre 1878, wo die grösste Ausdehnung der Corona in der Richtung des Sonnenäquators lag und sich durch zwei über mehrere Sonnendurchmesser weit zu verfolgende Streifen dokumentierte.

Von besonderem Interesse sind die fast immer vorhandenen Streifen der Corona, welche mehr oder weniger symmetrisch von

der Sonne ausgehen, bald geradlinig, bald gekrümmt, und im allgemeinen sehr an die Kraftlinien in der Umgebung magnetischer Pole erinnern. Gerade sie sind wesentlich massgebend gewesen bei der Aufstellung der verschiedenen Theorien über das Wesen der Corona, von den elektro-magnetischen Theorien an bis zu den rein mechanischen, bei welchen diese Streifen einfach durch mechanisch fortgeschleuderte Sonnenmaterie gedeutet werden.«

Weniger erfolgreich war die Photographie in Anwendung auf die beiden Venusdurchgänge 1874 und 1882, und Prof. Scheiner bespricht näher die Gründe dieses Misserfolges.

Sehr erfolgreich ist dagegen die Anwendung der Photographie auf den Mond geworden, obgleich die frühesten Versuche eher abschreckend als ermunternd waren. Die ersten bessern Mondphotographien wurden von Warren de la Rue 1857 mit einem Spiegelteleskop erhalten, ihn übertraf Rutherfurd, dessen photographische Bilder des Vollmondes und verschiedener Mondphasen noch heute zu den vorzüglichsten zählen und zu Studien, besonders über die Lichtstreifen und -flecke des Mondes, gute Unterlagen darbieten. Erst die neuesten Mondphotographien auf der Lick-Sternwarte und zu Paris haben die Rutherfurd'schen entschieden überholt und sind geeignet, zur Herstellung eines Mondatlas zu dienen, der in der That von beiden Sternwarten begonnen ist. »Leider«, sagt Prof. Scheiner, »hat in bezug auf die Frage, ob die Mondaufnahmen, resp. die danach angefertigten Vergrösserungen in bezug auf die Erkennung feinsten Details den direkten Beobachtungen überlegen sind oder nicht, ein sich schon seit Jahren hinziehender unfruchtbarer Streit zwischen Vertretern der Selenographie der beiden Richtungen entsponnen, unfruchtbar, weil es sehr leicht zu übersehen ist, dass die Photographie hier höchstens die direkte Beobachtung erreichen, sie aber nie übertreffen kann. Eine absolut ruhige Luft giebt es für astronomische Beobachtungen nicht; der Beobachter lernt aber die Kunst, die kurzen Augenblicke, in denen die feinsten Einzelheiten auf der Mondoberfläche objektiv sichtbar werden, auch zu ihrer Erkennung zu benutzen, d. h. sie als vorhanden zu erkennen und eventuell durch Zeichnung festzulegen. Die Zeitdauer dieser »Momente« wird nur in ganz abnormen Fällen einmal so gross sein wie die zur Aufnahme des Mondes erforderliche, und dass alsdann gerade ein solcher Moment gefasst werden sollte, ist äusserst unwahrscheinlich; wird er nicht gefasst, so sind alle Konturen von einer Verwaschenheit, welche den Exkursionen, die jeder Punkt des Bildes infolge der Luftunruhe während der Expositionszeit ausgeführt hat, entspricht — es sollen hier der Einfachheit halber nur die seitlichen Schwingungen der Bildpunkte in Rücksicht gezogen werden —; das entstehende Bild entspricht also in bezug auf Schärfe nicht der Leistungsfähigkeit des Objektives. Aber wenn auch einmal während einer Aufnahme absolute Bildruhe geherrscht haben sollte, so würde doch die resultierende Photographie minder-



Die Veränderungen im Spektrum von β Lyrae.

Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Jahrbuch VIII. 1897.
Tafel 2.

wertiger sein als eine entsprechende direkte Beobachtung, weil infolge der Rauheit der Platte die Leistungsfähigkeit des Objektivs wiederum nicht ausgenutzt wird. Um möglichst kurze Expositionszeit zu erhalten, um also den Einfluss der Luftunruhe möglichst unschädlich zu machen, müssen sehr empfindliche Platten, das sind stets solche mit grobem Silberkorne, verwendet werden. Gerade in der photographischen Selenographie tritt das Bedürfnis nach empfindlichen Platten mit sehr feinem Korne am stärksten hervor.

Dass diese Betrachtungen zutreffend sind, beweisen die Weinekschen Vergrösserungen selbst am besten. Sie erscheinen wie rauhe Kreidezeichnungen, und ihre Schönheit tritt erst hervor, wenn man sie aus grösserer Entfernung betrachtet. Es hat aber keinen Zweck, zwanzig- bis dreissigmal zu vergrössern, wenn man die Vergrösserung nachher weit ausserhalb der deutlichen Sehweite betrachten muss, um das Gefühl allzu grosser Unschärfe zu vermeiden; es würde daher für die meisten Zwecke einer Mondkarte genügt haben, eine Vergrösserung anzuwenden, welche eine befriedigende Betrachtung der Vergrösserungen in der deutlichen Sehweite geliefert hätte, also eine acht- bis zehnmalige.«

In bezug auf Wiedergabe der Details der Oberfläche des Mars, Jupiter oder Saturn hat die Photographie bis jetzt nichts wesentliches geleistet. Dagegen ist es Wolf in Heidelberg (1891) zuerst gelungen, mit Hilfe der Photographie kleine Planeten zu entdecken, und dieser Weg ist so fruchtbar, dass in den Jahren 1892 und 1893 zusammen 50 neue Planeten auf diese Weise entdeckt wurden. Auch rücksichtlich der Kometen verdankt die Wissenschaft der Photographie vieles. Der erste Komet, welcher auf diesem Wege aufgenommen wurde, war der Donati'sche im Jahre 1858 durch den Photographen Usherwood in Walter Common mit Hilfe einer gewöhnlichen Porträtlinse. Diese Linsen haben sich seitdem überhaupt als sehr geeignet erwiesen, besonders um die Kometenschweife darzustellen. Endlich haben sich bei Gelegenheit totaler Sonnenfinsternisse zweimal (1882 und 1893) in der Nähe der Sonne Kometen auf den photographischen Platten abgebildet, die optisch nicht wiedergefunden werden konnten.

Diese Thatsache deutet darauf, dass in der Nähe der Sonne nicht wenige Kometen zirkulieren mögen, die gewöhnlich für uns unsichtbar bleiben, und so leitet auch hier die Photographie auf die Ermittelung von Thatsachen, die sonst verborgen geblieben wären.

Geophysik.

1. Allgemeine Eigenschaften der Erde.

Der Halbmesser des Parallelkreises in 52 Grad Breite ist von Dr. Börsch und Dr. Krüger als summarisches Endergebnis aus der europäischen Längengradmessung wie folgt abgeleitet worden[1]):

$$3\,934\,678^{m} \pm 173^{m} \text{ (m. F.)}$$

Dagegen hat man:

3 934 480ᵐ nach Bessel,
3 935 164ᵐ nach Clarke.

Es spricht also, wie Prof. Helmert schon 1892 auf Grund der vorläufigen Rechnungen an die Internationale Erdmessung berichten konnte, das Ergebnis der Längengradmessung mehr für das Ellipsoid von Bessel als für das von Clarke. Jedoch stehen die Breitengradmessungen damit im Widerspruche. Es ist also eine kontinentale Unregelmässigkeit der Krümmung in Europa vorhanden, wobei aber noch erwähnt werden muss, dass die Krümmung im Parallel starke regionale Anomalien zeigt.

Die Bewegung des Nordpoles der Erde in den Jahren 1890—1895. In einem Berichte über diese Bewegung[2]) bemerkt Prof. Albrecht: »Innerhalb des fünfjährigen Zeitraumes von 1890 bis 1895 haben an den Untersuchungen über die Breitenvariation die Sternwarten Kasan, Pulkowa, Prag, Berlin, Bamberg, Kiel, Karlsruhe, Strassburg, New-York (Columbia College) und Bethlehem, sowie das militär-geographische Institut in Wien, das geodätische Institut in Potsdam und die Coast and Geodetic Survey der Vereinigten Staaten mehr oder weniger lange Zeit hindurch teilgenommen und die Resultate der Beobachtungsreihen, insoweit als solche bereits abgeleitet werden konnten, dem Zentralbureau zur Verfügung gestellt.

Gegenwärtig liegen allerdings erst die Resultate von etwa drei Vierteln dieser Beobachtungsreihen, und zwar nun zum Teil schon in definitiver, zum Teil erst in provisorischer Form abgeleitet vor,

---

[1]) Jahresbericht des Dir. d. Kgl. Geodät. Institutes für den Zeitraum April 1896 bis April 1897. Potsdam 1897. p. 16.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3333.

das vorhandene Material ist aber doch schon hinreichend, um den Versuch einer Ableitung der Bahn des Poles für den ganzen fünfjährigen Zeitraum mit Aussicht auf Erfolg durchführen zu können. Man wird in betreff der Bahn des Poles wenigstens zu einer brauchbaren Näherung gelangen, wenngleich man wegen der zur Zeit noch bestehenden Unvollständigkeit des Materials den Resultaten zunächst noch keinen definitiven Charakter beimessen kann.

Es ergiebt sich, dass die Bewegung des Poles weit komplizierter ist, als dass man sie durch einen mehrgliederigen Ausdruck darstellen könnte. Es ergiebt sich daraus die Notwendigkeit, der Erscheinung der Breitenvariation auch ferner volle Aufmerksamkeit zuzuwenden, weshalb die Internationale Erdmessung mit der Absicht umgeht, durch Ausrüstung und Unterhaltung einer Anzahl zweckmässig verteilter Beobachtungsstationen einen internationalen Polhöhendienst einzurichten, um unter noch günstigern Bedingungen als bisher Aufschluss über die periodischen, besonders aber auch die nichtperiodischen Änderungen der Polhöhen zu erlangen. Bevor ein solcher Dienst aber wirklich ins Leben treten kann, bedarf es jedenfalls noch mehrjähriger Vorbereitungen, und man wird daher in betreff der Feststellung der Lagenänderungen des Poles für die nächsten Jahre noch ganz auf die freiwillige Mitarbeit möglichst vieler Beobachtungsstationen angewiesen sein. Da es nun aber möglich gewesen ist, für den Zeitraum von 1890 bis 1895 eine wenigstens angenäherte Bestimmung der Polbewegung auszuführen, so erscheint es um so wünschenswerter, dass bis zum Beginne der Arbeiten des internationalen Polhöhendienstes durch eine solche freiwillige Mitarbeit die Kontinuität in der Feststellung der Lagenänderungen des Poles gesichert wird.

Eine neue Hypothese über die Ursache der Polhöhenschwankungen hat Dr. Spitaler aufgestellt und zu begründen versucht [1]), indem er die jährliche Wanderung der Luftmassen über der Erdoberfläche rücksichtlich ihres Einflusses auf die in Rede stehenden Schwankungen untersuchte. Ein Blick auf eine Karte der Luftdruckverteilung über der Erdoberfläche zeigt, dass sich während des Winters der nördlichen Halbkugel, von der 0.4 mit Festland bedeckt sind, über diesem Festlande eine bedeutende Anhäufung von Luft bildet, die im Sommer einer Luftdepression Platz macht, während dann die Luftmassen über den beiden grossen Meeresbecken der nördlichen Halbkugel, sowie über den Kontinenten, und den umliegenden Meeren der südlichen Hemisphäre anschwellen. Die überschüssigen Luftmassen, welche im Januar Asien, Europa und Nord-Amerika bedecken, fliessen nämlich, wenn die Sonne höher steigt, und die Festländer der nördlichen Erdhälfte stärker erwärmt werden, in

[1]) Denkschrift der Mathem.-naturw. Klasse der Kais. Akad. der Wiss. Wien. Band 64.

6*

der Höhe gegen die südliche Hemisphäre hin ab, und wir finden sie im Juli über dem Atlantischen und dem Pacifischen Ozeane, über Australien, Süd-Afrika, Süd-Amerika und den angrenzenden Meeresteilen, wahrscheinlich auch zum Teil in den südlichen Polargegenden. Diese im Laufe des Jahres über der Erdoberfläche wandernden Luftmassen haben ein erhebliches Gewicht, welches sich also jahreszeitlich verschiebt, und es entsteht zunächst die Frage, wie gross ist dieses Gewicht? Dr. Spitaler hat diese Frage rechnerisch beantwortet, wobei er sich der Karten bediente, auf welchen Prof. Hann für die Monate Januar und Juli den Verlauf der Linien gleichen Luftdruckes dargestellt hat. Dieser Luftdruck wird bekanntlich durch die Höhe der Quecksilbersäule im Barometer angegeben. Die im Laufe des Jahres über die Erde wandernden Luftmassen kann man sich bezüglich ihres Gewichtes auch als Quecksilberschichten von einer gewissen Höhe denken, und Dr. Spitaler hat deshalb, um kleinere Zahlen zu haben, statt des Gewichtes der Luftmassen das ihm entsprechende Volum von Quecksilbermassen angegeben. Seiner Berechnung nach fliesst die im Januar über Asien, Europa und Nord-Amerika angesammelte Luftmasse im Gewichte von 1000 *ckm* Quecksilber (= 270000 Milliarden Zentner) im Laufe der ersten Hälfte des Jahres von hier ab, und es sammelt sich davon im Juli eine Menge im Gewichte von 736 *ckm* Quecksilber über dem Pacifischen und Atlantischen Ozeane, über Australien, Süd-Afrika und Süd-Amerika, sowie über den angrenzenden Meeresteilen, um sich in der zweiten Hälfte des Jahres wieder über den erstgenannten Gegenden zu konzentrieren. Soll die gewaltige Luftanhäufung über Asien und Europa im Januar die Lage der Hauptträgheitsaxe und damit der Drehaxe der Erde nicht ändern, so müsste diese Luftmasse im Juli auf der diametral entgegengesetzten Seite der Erde sich ansammeln, was aber nicht der Fall ist. Dr. Spitaler berechnet die jährliche Veränderung der Trägheitsaxe und deren Einfluss auf die Schwankung der geographischen Breiten ziffermässig und findet eine sehr nahe Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Sonach ist es wahrscheinlich, dass in der That diese Schwankungen durch die jährliche Wanderung grosser Luftmassen über der Erdoberfläche hervorgerufen werden.

Relative Schwerebestimmungen in der Schweiz. Im Auftrage der schweizerischen geodätischen Kommission hat Dr. J. B. Messerschmitt an 70 Stationen der Schweiz relative Schwerebestimmungen ausgeführt. Die vollständig berechneten Ergebnisse dieser Beobachtungen liegen nun vor[1]) in einem umfassenden Werke, welches auch die genauen Beschreibungen der Instrumente und Methoden der Beobachtung und Rechnung enthält. Eine grössere Tabelle

[1]) Das Schweizerische Dreiecknetz. Herausgegeben von der schweizerischen geodätischen Kommission. 7. Zürich 1897.

führt das Endergebnis aller Messungen vor. Die Anordnung der Stationen ist so getroffen, dass die gleichartig gelegenen Punkte möglichst beisammenstehen. Es wird im Osten vom Rhonethale aus begonnen, dann kommt die Gegend des Genfersees, der Jura bis zum Bielersee, die Gegend bei Bern, welcher sich die nördlich gelegenen Teile des Jura nebst dem Rheinthale von Basel bis zum Bodensee anschliessen; hierauf folgen die Stationen in der Nordostschweiz und endlich die Linie über den St. Gotthard nach dem Tessin.

»Die Tabelle enthält für jede Station die geographische Breite und Länge, von Greenwich aus gezählt, die Meereshöhe, die mittlere Höhe des in einer Entfernung von 16—20 *km* umliegenden Terrains, die Gesteinsdichte, den beobachteten Wert der Schwerkraft (g) in Stationshöhe und den theoretischen (γ) in Meereshöhe.

Die Reduktion auf Meereshöhe ist in dreifacher Weise mitgeteilt. Zuerst ist sie nur gegeben für die Erhebung in freier Luft; die Unterschiede $g'-\gamma$ und $g'-\gamma^1$ sind aus der Vergleichung mit der Helmert'schen Formel hervorgegangen, wenn γ den ursprünglich von ihm abgeleitete Wert der Schwere und γ^1 den korrigierten bedeutet.

Die zweite Reduktionsmethode ist die nach Bouguer, welche neben der Höhenreduktion in freier Luft noch die ganzen über das Meeresniveau sich erhebenden Massen berücksichtigt. Der Einfluss der Massen ist in zwei Teile zerlegt, nämlich in die Anziehung der Platte unterhalb der Station und in die derjenigen Massen, welche dieser Platte fehlen oder sie überragen. Die so reduzierte Schwere wird mit g_0 bezeichnet. Die Differenzen $g_0-\gamma$ sind unmittelbar mit denjenigen, welche von Sterneck in den benachbarten Gebieten erhielt, vergleichbar; die zweite Reihe $g_0-\gamma^1$ enthält wieder die Unterschiede gegenüber den verbesserten theoretischen Werten.

Bei der dritten Reduktionsmethode sind nicht, wie bei Bouguer, die ganzen Massen bis zur Meereshöhe berücksichtigt, sondern nur die das mittlere Niveau der Gegend überragenden, bezw. fehlenden Massen. Die so auf Meereshöhe reduzierte Schwere wird mit g'' bezeichnet, von welcher wieder die Abweichung von den theoretischen Werten gegeben wird.

Da die Verteilung der Beobachtungen bis jetzt noch nicht überall genügend gleichmässig ist, um Linien gleicher Abweichung der Schwere von ihrem normalen Werte (sog. Isogammen) mit genügender Sicherheit konstruieren zu können, so wurde vorläufig von der Beigabe einer Karte abgesehen. Dagegen giebt eine Tafel für zwei Linienzüge ein entsprechendes Bild.

Der erste Linienzug geht von Schaffhausen aus in nahe meridionaler Richtung über Zürich nach dem St. Gotthard, von wo aus er dem Thale des Tessin folgt, bei Bellinzona den Monte Cenere übersteigt und bis zum südlichen Ende des Luganosees, nahe der italienischen Grenze, reicht. Als Abscissen sind die Breiten gewählt, wobei 2 *mm* 1' in Breite entsprechen. Die Abbildung giebt zunächst eine schematische Darstellung der Meereshöhen des Erdprofils, dann sind die Abweichungen der beobachteten Schwere von der theoretischen γ^1 nach den drei Reduktionsmethoden eingezeichnet, wobei die Verbindung der einzelnen Punkte durch gerade Linien hergestellt wurde.

Berücksichtigt man nur die Reduktion in freier Luft, so schliessen sich die Abweichungen der Schwere ($g'-\gamma^1$) ziemlich nahe der Gestalt der physischen Erdoberfläche an; befreit man diese Differenzen noch, nach der dritten Reduktionsmethode, von denjenigen Massen, welche das mittlere Niveau der Gegend überragen, so bleiben die $g''-\gamma^1$ im Gebirge positiv und bilden eine sich von beiden Seiten her nahe gleichmässig erhebende Kurve, deren Höhenpunkt mit der Maximalhöhe des Gebirges zusammen-

fällt. Nördlich vom Hauptgebirge von Luzern bis Schaffhausen sind die Differenzen negativ, und es schliesst sich die Kurve nahe der ersten an, wie es wegen dem geringen Massenabzuge der Massen entspricht.

Bringt man jedoch nach der Bouguer'schen Methode die sämtlichen Massen bis zur Meereshöhe in Rechnung, so sind die $g_0 - \gamma^1$ sämtlich negativ. Die Kurve fällt im Norden und Süden zunächst langsam, bleibt in der Nähe des Hauptgebirges eine Strecke lang konstant und sinkt dann rasch zu einem breiten Minimum. Diese tiefste Stelle entspricht aber nicht der höchsten Stelle des Gebirges, sondern ist nach Norden verschoben; entsprechend ist dann auch das Ansteigen der Kurve im nördlichen Teile rascher als im südlichen Teile, während umgekehrt der Abfall des Gebirges nach Süden rascher erfolgt als nach Norden.

Diesem Bilde entspricht auch die eingezeichnete Linie der Lotabweichungen in Breite, deren Höhepunkt etwa bei Amsteg, mit dem Maximum der Schwerestörung zusammenfällt.

Der zweite, auf der Tafel gegebene Linienzug, stellt die Messungen im Rheinthale von Basel bis zum Bodensee dar, wobei die Abscissen die geographischen Längen, nämlich 1' gleich 2 *mm* bilden. Es ist nur die Kurve der $g_0 - \gamma^1$ gegeben, die andern beiden von $g' - \gamma^1$ und $g'' - \gamma^1$ verlaufen nahe parallel derselben. Bei Basel ist die beobachtete Schwere nahe gleich der theoretischen γ^1, was durch die Beobachtung in Liestal bestätigt wird. Rheinaufwärts wird die Differenz grösser, d. h. die Schwere wird mehr und mehr zu klein gegenüber dem theoretischen Werte gefunden.

In der Tafel sind überdies die in der Nähe liegenden höhern Stationen in Egg, auf Achenberg und Hohentwiel angedeutet, welche beträchtlich von den im Thale erhaltenen Werten abweichen, und zwar ist in Egg die Schwere viel kleiner, an den beiden andern Orten viel grösser gefunden worden. Für Egg wird die Übereinstimmung mit den benachbarten Stationen besser, wenn man nur die Massen bis zum mittlern Niveau des umliegenden Terrains berücksichtigt, bei dem Hohentwiel und Achenberg ist dieses dagegen nicht der Fall. Egg liegt noch im Schwarzwalde, für welches Gebirge man auch, der Analogie nach, eine zu geringe Schwere erwarten kann. Bei dem Hohentwiel dürften die vulkanischen Phonolith-Massen, aus welchen er besteht, nicht ohne Einfluss auf die Schwerkraft sein. Die Beobachtungen auf Achenberg, einem Ausläufer des Jura, lassen sich mit einer ähnlichen Anomalie auf dem Wiesenberge in Beziehung bringen. Ebenso zeigt Schaffhausen eine etwas grössere Schwere als die beiden benachbarten Orte. Da jedoch bei diesen Beobachtungen das Mitschwingen des Stativs nur schätzungsweise berücksichtigt worden ist, so ist eine spätere Kontrolle noch wünschenswert.«

Die Beziehung zwischen der Schwerestörung $g_0 - \gamma$ und der Dichtigkeit der störenden Schicht für einen Punkt des Geoids lässt sich durch eine einfache Formel darstellen unter der Annahme, dass die Störungsmassen in der Nähe des Meeresniveaus angenommen werden. »Die sämtlichen in der Schweiz gefundenen Werte deuten auf einen Massendefekt hin. Derselbe ist in der Nähe von Basel am kleinsten, was vielleicht in der dort vorhandenen Verwerfung zwischen dem Werrathale und Basel seinen Grund hat. Der Einfluss derselben würde nach dem vorhergehenden sich noch bis gegen Liestal und den Wiesenberg erstrecken. Das schweizerische Mittelland zwischen dem Genfersee und Bodensee zeigt einen geringen Massendefekt, der im wesentlichen Teile etwa 400 *m*, im östlichen 700 bis 800 *m* Mächtigkeit aufweist. Der westliche Jura zeigt nur einen geringen Unterschied gegenüber der benachbarten schweizerischen Hochebene, aus welcher er steil aufsteigt, etwa 500—600 *m* und entspricht also durchaus der sichtbaren Masse, während die Lotabweichungen durch sie allein bedingt und erklärt werden. Es mag dieser Umstand mit seiner Entstehung, als einer gehobenen Sedimentformation zusammenhängen Im Gegensatze hierzu steht das aus Urgestein bestehende Alpenmassiv. Die Kräfte, welche dasselbe entstehen liessen, müssen ungleich grösser gewesen sein, als die,

welche beim Jura wirkten, es müssen deshalb dort auch tiefere Schichten der Erdkräfte mit beteiligt worden sein, als hier. Die Beobachtungen ergaben nun ein allmähliches Anwachsen des Massendefektes unter den Alpen gegen die Mitte desselben zu. Das Maximum des Defektes, von etwa 1600 *m* Dicke, wird jedoch nicht unter dem höchsten Punkte, sondern etwas nach Norden verschoben gefunden, ein Umstand, der vielleicht seinen Grund in der Bildung der Alpen hat, welche durch von Süden nach Norden wirkende Schubkräfte entstanden sind, woher auch der steilere Abfall im Süden rührt.«

Die mittlere Dichte der Erde ist von Dr. Franz Richarz und Dr. O. Krigar-Menzel durch eine Reihe von Untersuchungen bestimmt worden, die in ihren Anfängen bis zum Jahre 1884 hinaufreichen[1]), welche aber jetzt erst ihren Abschluss fanden[2]). Die Methode, welche in ihrem Prinzip zuerst von Prof. Jolly vorgeschlagen und angewandt wurde, ist kurz folgende: Man denke sich eine empfindliche Wage, die auf einem Tische steht, und über deren Schalen sich Drähte hinziehen, welche durch Öffnungen in der Tischplatte hindurchgehen und mehrere Meter lang sind. An den Endpunkten dieser Drähte sind ebenfalls Schalen befestigt, die also dem Erdmittelpunkte näher sind als die obern Schalen. Es zeigt sich nun, dass ein Gewicht, welches auf eine der untern Schalen gesetzt wird, von der Erde stärker angezogen wird, als wenn es sich auf der obern befindet. Der Gewichtsunterschied ist deutlich nachweisbar, und er wird noch grösser, wenn man unter die untere Schale eine schwere Masse, z. B. eine Bleikugel, bringt. Nach diesem Prinzip haben Prof. Richarz und Dr. Krigar-Menzel ihre Beobachtungen angestellt, doch brachten sie bei den Gravitationsbestimmungen die schwere Masse nicht unter der tiefern Schale, sondern zwischen den obern und untern Schalen an. Um möglichst genaue Ergebnisse zu erzielen, war die Benutzung einer ungewöhnlich schweren Masse erforderlich. In entgegenkommendster Weise hat das königlich preussische Kriegsministerium den beiden Forschern eine solche Masse in Gestalt eines Bleiquantums von 100.000 *kg* Gewicht aus der Geschützgiesserei in Spandau zur Benutzung gestellt. Sie bildet einen nahezu würfelförmigen Bleiklotz von fast 9 *cbm* Inhalt, der den zwischen dem obern und untern Schalenpaare vorhandenen Platz bis auf einen kleinen Spielraum ausfüllt. Die Verbindungsstangen der obern und untern Wagschalen gehen durch röhrenförmige Aussperrungen in der Mitte des Klotzes hindurch. Durch die Anwesenheit dieser grossen anziehenden Masse erscheint die Schwere am Orte der obern Wagschalen um die Attraktion der Bleimasse vermehrt, am Orte der untern um dieselbe vermindert. Durch passend angestellte Wägungen mit und ohne Bleiklotz lässt sich die Attraktion des letztern, befreit von den ungleichen Wirkungen der irdischen Schwere über und unter

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch **4** p. 87.
[2]) Sitzungsber. d. k. preuss. Akademie d. Wissensch. zu Berlin **1896**. p. 1305.

demselben mit grosser Genauigkeit ermitteln. Hier genügt es, das Ergebnis der Beobachtungen und Rechnungen der beiden Forscher anzuführen, das sich in der Zahl 5.505 für die mittlere Dichte der Erde darstellt. Das Ergebnis steht in sehr guter Übereinstimmung mit frühern von andern Beobachtern und auf andern Wegen erhaltenen Resultaten, aber es besitzt den Vorzug grösserer Genauigkeit. Will man das in der obigen Zahl ausgedrückte Resultat zur Berechnung des Gewichtes der Erde in Tonnen verwerten, so hat man nur das Volum der Erde, welches 2650 Millionen Kubikmeilen beträgt, mit dem Gewichte einer Kubikmeile Wasser (die 408.600 Millionen Tonnen schwer ist) und dieses Produkt mit 5.505 zu multiplizieren. Man erhält so als Masse des ganzen Erdballes 5960 Trillionen Tonnen, und dieses Ergebnis ist bis auf $^1/_{500}$ genau.

Untersuchungen über die mittlere Dichte der Erde hat Dr. C. Braun S. J. in den Jahren 1888—1896 ausgeführt[1]). Die Versuche wurden mit einer Drehwage angestellt und dabei die grösstmögliche Genauigkeit angestrebt. Auf die Einzelheiten und die Beschreibung der Apparate und Kontrollversuche kann hier nicht eingegangen werden. Als Endresultat ergab sich für die Dichte der Erde der Wert $D = 5.527\,284 \pm 0.0012$, daraus als Masse (Gewicht) der Erde $M = 5\,987\,084$ Trillionen Kilogramm und als Gravitationskonstante im C-G-S-System: $C = 665^{-10}$.

2. Oberflächengestaltung.

Die Bildungsgeschichte der Apenninenhalbinsel schildert auf Grund eigener und fremder Untersuchungen Prof. Theobald Fischer[2]). Er kommt, in Übereinstimmung mit Eduard Suess, zu der Ansicht, dass sich der Apennin in dem Faltengebirge am Nordrande von Klein-Afrika fortsetze. »Rings um die Ost- und Südseite des mediterranen Nordwestbeckens von Genua über Sizilien bis an die Meerenge von Gibraltar sind die Schichtenköpfe und die relativ ältesten Formationen diesem Becken zugekehrt. Das andalusische Faltensystem, dessen älteste Formationen ebenfalls dem Mittelmeere zugekehrt sind, endet auf Minorka 350 *km* westlich von Sardinien, welchem gegen Osten auf 300 *km* Entfernung der innere Abbruchsrand der Apenninen im Sabinergebirge gegenüberliegt. Mitten in diesem Wirbel gefalteter und nach innen zum Nordwestbecken des Mittelmeeres auf peripherischen, fast durchaus durch vulkanische Thätigkeit gekennzeichneten Brücken abgesunkener Gebirge liegen die Trümmerstücke einer alten Scholle, der Tyrrhenis. Man wird an die grossen Verhältnisse erinnert, wie sie um den Stillen Ozean

[1]) Denkschrift d. k. k. Akademie d. Wissensch. in Wien. Mathem.-naturw. Klasse 1896. 64.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 193 ff.

herrschen. Auch die Lage des freilich noch zu wenig erforschten Borneo zu den südostasiatischen Faltenzügen erweist sich vielleicht einmal als der von Sardinien-Korsika vergleichbar. Der Gedanke an einen Zusammenhang zwischen der Bildung des mediterranen Nordwestbeckens und den dasselbe umschliessenden Faltengebirgen, speziell des tyrrhenischen Einbruchskessels, mit den Apenninen liegt nahe.«

Die Entstehungsgeschichte des Bosporus und Hellespont behandelte Dr. Philipson in der Niederrheinischen Ges. für Natur- und Heilkunde zu Bonn[1]). Die Umgebung des Bosporus besteht aus unterdevonischen Thonschiefern und Grauwacken, die trotz ihrer starken Zusammenfaltung mit nordnordöstlicher Streichrichtung, zu einer flachwelligen Hochebene von 200 bis 300 *m* Meereshöhe abgehobelt sind. Dieses Schiefergebirge ähnelt in jeder Hinsicht, in Zusammensetzung wie in den Oberflächenformen, dem rheinischen Schiefergebirge, und ebenso weist das darin eingeschnittene gewundene Thal des Bosporus die grösste Ähnlichkeit mit dem Rheinthale, etwa zwischen Andernach und Rolandseck, auf. Wie dieses kann auch der Bosporus nur durch die Erosion eines Flusses entstanden sein, dessen Thal dann später durch Senkung des Landes bis zu einer Höhe von 60 bis 70 *m* über dem Thalboden vom Meere überflutet wurde. Auch der Hellespont trägt alle Anzeichen eines Fluss-Erosionsthales an sich, zeigt aber im übrigen einen ganz andern landschaftlichen Charakter, da er in eine völlig horizontale Tafel von sarmatischen (obermiocänen) Schichten eingeschnitten ist. Dieselbe Tafel jungtertiärer Schichten setzt auch die untere Troas, die Umgebung des alten Ilion, zusammen, hier von der breiten Schwemmlandsebene des Skamander durchzogen. Aus dem Verhalten dieser Thaleinschnitte zu den jungtertiären Schichten ergiebt sich, dass sie erst in der obern Pliocänzeit gebildet worden sind, die für diese ganze Gegenden eine Festlandsperiode und, nach den neuern Untersuchungen von Sokolow, auch in Südrussland eine Zeit der Thalbildung war. Erst in der Diluvialzeit erfolgte ein Einbruch des Ägäischen, Marmara- und südlichen Schwarzen Meeres und gleichzeitig das Untertauchen der Bosporus- und Hellespont-Thäler, sowie der Limane der südrussischen und Balkan-Küsten unter das Meer. Darauf folgte in vorgeschichtlicher Zeit noch einmal ein geringes Aufsteigen der Küsten im nördlichen Ägäischen, dem westlichen Schwarzen Meere und in den Meerengen. Die ganze verwickelte Gestaltung dieses Gebietes ist also sehr jugendlicher Entstehung und hat sich vollzogen teils durch tiefe Beckeneinbrüche, teils durch langsame und wechselnde Niveauverschiebungen des Gebietes im ganzen.

---

[1]) Sitzung vom 11. Januar 1897.

Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland besprach Keilhack[1]). Mit dem irisch-keltischen Worte Drum, im Diminutiv Drumlin, werden langgestreckte Hügel bezeichnet. In die geologische Terminologie wurde der Name durch die nordamerikanischen und englischen Geologen eingeführt, die damit eine in jenen Gebieten weit verbreitete Oberflächenform bezeichneten. Es sind langgestreckte, flache Hügel, die immer gesellig auftreten und in ihrer Scharung die sehr charakteristische Drumlinlandschaft erzeugen. Ihre hervorstechenden Eigentümlichkeiten liegen in ihrer geographischen Verbreitung, ihrer Zusammensetzung, ihrer Gestalt und ihrer Orientierung. In erstgenannter Beziehung sind sie auf Gebiete diluvialer Vergletscherung beschränkt, und zwar scheinen sie auch in diesen nur in den vom Eise der letzten Eiszeit bedeckt gewesenen Arealen aufzutreten. Ihre Form ist immer eine mehr oder weniger elliptische; die Länge der Hauptaxe schwankt zwischen ein paar Hundert Metern und mehrern Kilometern, während ihre Breite zur Länge sich zwischen 1:1 und 1:10 schwankend verhält. Die Höhe beträgt gewöhnlich 10—20 *m* und überschreitet 30 *m* nur selten. Die Drumlins scheinen fast ausnahmslos in der Hauptsache aus ungeschichtetem Grundmoränenmateriale, aus Geschiebemergel, zu bestehen. Ob ein Kern aus ältern Schichten die Regel oder die Ausnahme bildet, muss vorläufig noch dahingestellt bleiben. Die auffälligste Erscheinung aber ist die Orientierung dieser Hügel in der Richtung ihrer Längsaxe; sie verlaufen einander in ganz auffallender Weise über weite Gebiete parallel, und zwar deckt sich ihre Längsaxe mit dem Verlaufe der im gleichen Gebiete auf anstehendem Gesteine beobachteten Schrammen mit der Richtung der Rundhöcker und damit mit der Bewegungsrichtung des Inlandeises in dem betreffenden Gebiete.

Während die Drumlinlandschaft in Nordamerika und in Grossbritannien seit langen Jahrzehnten bekannt ist, fällt ihre Entdeckung im kontinentalen Europa in die erste Hälfte unseres Jahrzehntes. Zuerst beschrieb sie Sieger 1893 aus dem Gebiete nördlich vom Bodensee, 1893 und 1894 fand sie Keilhack im vordern Hinter-Pommern und in der Provinz Posen, 1895 wurde sie von De Geer aus Schweden und von Früh in weiter Verbreitung aus der Nord-Schweiz und 1896 endlich von Doss aus Livland beschrieben. Die Drumlinlandschaft in der Provinz Posen, die Keilhack bei Gelegenheit einer Bereisung des posenschen Endmoränenzuges erkannte, bedeckt ein sehr beschränktes Gebiet westlich von der Stadt Schmiegel am Südrande des grossen Obrabruches in der Umgegend des Gutes Bucz und der Dörfer Barchlin, Kluczewo, Siekowa und Sniaty. Hier treten etwa 20 Drums auf, deren Länge bis zu 5 *km* beträgt, während ihre Höhe zwischen 5 und 25 *m* schwankt, in den meisten Fällen aber 12—15 *m* ausmacht. Südlich von Bucz verläuft die

---

[1]) Verhandlungen der deutschen Geolog. Gesellsch., Zeitschr. der deutschen Geolog. Gesellsch. 1897. 49 C. p. 2 ff.

posensche Endmoräne, und die Drums stehen mit ihrer Längsaxe senkrecht zu der von jener bezeichneten Linie. Ungleich ausgedehnter ist das Gebiet der hinterpommerschen Drumlinlandschaft, welches sich von Greifenberg im Norden bis nahe an Kyritz im Süden und von Gollnow in Westen bis Regenwalde, Labes und Freienwalde im Osten ausdehnt, ein Gebiet einschliessend, welches einen nordsüdlichen Durchmesser von 75, einen ostwestlichen von 45 *km* und eine Oberfläche von etwa 2500 *qkm* besitzt. Es wird im Süden und Südosten von der unregelmässig bewegten Moränenlandschaft, im Westen von den weiten Thalsandebenen der Haffumränderung und im Norden von ebenen Grundmoränengebieten begrenzt. In diesem Gebiete liegen mindestens 2200 Hügel, die als Drums zu bezeichnen sind. Sie verlaufen zum grössten Teile in nordsüdlicher Richtung, aber bei Regenwalde, Daber und Stargard beobachtet man deutliche Übergänge in die südöstliche Richtung. Eine Karte, in der auch der Verlauf des neumärkisch-pommerschen Endmoränenbogens eingetragen ist, lässt deutlich erkennen, dass die Drums sich auf die Endmoräne zubewegen. Sie bleiben aber von ihr getrennt durch den breiten Streifen der Moränenlandschaft. In der Gegend östlich von Stargard entwickeln sich aus der Drumlinlandschaft heraus zwei Asar von 20, resp. 15 *km* Länge, die in ihrem Verlaufe mit den Drums übereinstimmen und auf die Endmoräne bei Nörenberg zuverlaufen. Alle diese Umstände machen es gewiss, dass die Drumlins auch in diesem Gebiete in der Richtung der Eisbewegung liegen, und dass ihre Längsaxen ein vortreffliches Mittel zur Konstruktion von Darstellungen dieser Bewegungen bilden, ein viel besseres und zuverlässigeres, als die spärlichen Stellen vom Eise geschliffener und gekritzter Gesteinsoberflächen, bei denen es von vornherein unwahrscheinlich ist, dass die mittlere Richtung des Eises in derjenigen der Schrammen zum Ausdrucke gelangt.

Die Tucheler Heide und ihre Moore sind von C. Warnstorf im Juli 1896 untersucht worden [1]). Das Gebiet liegt auf der in südöstlicher Richtung zwischen Brahe und Schwarzwasser bis in die Nähe der Weichsel sich erstreckenden Abdachung der pommerschen Seenplatte und umfasst in den westpreussischen Kreisen Konitz, Berent, Pr. Stargard, Tuchel und Schwetz einen Flächenraum von ungefähr 35 Quadratmeilen. »Dieses ausgedehnte Gebiet bildet ein wellenförmiges Plateau von durchschnittlich 120 *m* Meereshöhe, dessen Boden zum weitaus grössten Teile aus Diluvialsand gebildet wird und Kiefernwald trägt. Der oft untergelagerte Lehm liegt meist zu tief, als dass der Pflug des Landmannes oder die Wurzeln der Bäume ihn zu erreichen vermöchten. Doch tritt er auch nicht selten, und zwar mitunter ganz unvermittelt zu Tage, wie z. B. auf

---

[1]) Schriften der naturforsch. Gesellschaft in Danzig. N. F. 9. 2. Heft. Anlage B. p. 111.

den Feldmarken von Tuchel, Drichmin, Osche und Gr. Schliewitz oder in den Waldbezirken der Chirkowa nördlich von Osche und in der Hölle bei Schwiedt, woselbst sich die herrlichsten Laubwaldbestände finden. Freigelegter sandiger Lehm, resp. Mergel, ist besonders häufig an den Gehängen der Flussläufe zu beobachten, welche aus diesem Grunde ebenfalls meist dicht mit Laubholz bestanden sind. Wiesenkalkablagerungen sah Verf. nur auf Moorwiesen am Miedznosee unweit der Försterei Adlerhorst. Dagegen treten an den Ufern der zahlreich in der Heide verstreuten kleinern oder grössern Seen häufig Moorbildungen und in frühern Seebecken fertige Moore auf, die mitunter, wie z. B. das Iwitzer Bruch zwischen Wissoka und Iwitz, eine bedeutende Ausdehnung erlangen können. Die beiden Hauptflüsse in der Heide sind die Brahe am östlichen und das Schwarzwasser am westlichen Rande derselben. Sie zeigen ein starkes Gefälle und machen an manchen Stellen, wo das Wasser über zahlreiche eingelagerte Wanderblöcke hinwegschäumt, ganz den Eindruck eines Gebirgswassers. Dieser Eindruck wird in vielen Fällen, durch hohe, steil ansteigende Uferwände verstärkt, und mit Wohlgefallen und wahrhaftem Naturgenusse überblickt dann von hier aus das Auge aus einer Höhe von 20—30 *m* durch uralte Linden, Buchen oder Eichen einen Teil des lieblichen Flussthales. Einige solcher herrlichen Blicke in das Brahethal hat man z. B. von der Eisenbahnbrücke östlich von Tuchel und bei Schwiedt, sowie in das Schwarzwasserthal in den »Zatocken« westlich von Osche und bei dem Flösserdorfe Altfliess, welches malerisch die beiden hohen Ufer des Flusses umsäumt.

Natürliche ausgedehnte Wiesenflächen zur Grasnutzung, wie sie in der Mark häufig sind, fehlen der Heide fast ganz. Abgesehen von den bald schmälern, bald breitern, meist quellig-sumpfigen Wiesenstreifen, welche sich zu beiden Ufern der Flussläufe hinziehen, laufen einzelne flache Seen, wie beispielsweise der Neumühler See östlich von Tuchel, der Miedznosee bei Adlershorst und der Mukrzsee in der Nähe des Cisbusches bei Lindenbusch in grössere Wiesenflächen aus, welche insgesamt aber keineswegs den Bedarf an Heu für den Viehstand der Heidebewohner zu decken im stande sind.

An einzelnen Punkten der Heide treten fast unvermittelt in der Richtung von Ost nach West höhere Hügelzüge auf, welche zahlreiche erratische Blöcke in jeder Form und Grösse als Endmoränen nordischer Gletscher aus der Eiszeit tragen; die meisten derselben sah Verf. in den beiden grossen Flussthälern und im nördlichen Teile der Heide auf den Feldmarken von Kl. und Gr. Schliewitz, woselbst diese Wanderblöcke auf Feldrainen zu Mauern zusammengehäuft sind.«

Der herrschende Waldbaum in der ganzen Heide ist die Kiefer. Die vom Verf. untersuchten Moore zeigten entweder den Charakter echter Hochmoore oder waren ausgesprochene Grünlandsmoore oder

befanden sich im Übergangsstadium vom Grünlands- zum Hochmoore, oder die unter Wasser gebildeten organischen Ablagerungen erzeugten Verschlammungen ganzer Bäche oder Seen. Charakteristisch für alle Hochmoore ist das massenhafte Auftreten der Sphagna, gewisser Laub- und Lebermoose und einer Zahl nur hier wachsender Phanerogamen, die man deshalb als Hochmoor-Leitpflanzen bezeichnen könnte. Die zu einem gewissen Abschlusse gekommenen Hochmoore zeigen fast stets Baumwuchs, und zwar sind es bald Kiefern, welche, wie im Iwitzer Bruch, dominieren, bald Laubholzbestände, bald Nadelholz mit Laubholzgesträuch aller Art gemischt, welche den Moorboden bedecken. Man könnte deshalb je nach dem Überwiegen der einen Holzart unterscheiden: Kiefernhochmoore, Erlenhochmoore, Birkenhochmoore, Mischwaldhochmoore.

Reine Grünlandsmoore von grösserer Ausdehnung sind in der Heide selten, wenn man von den Moorablagerungen in den Erlenbrüchen der Flussthäler absieht. Alle diese Moore zeichnen sich vor allen Dingen durch das Fehlen jeglicher Sphagnum-Vegetation, sowie gewisser, das Hochmoor charakterisierender Blütenpflanzen aus. Als Typus eines echten Grünlandsmoores kann das Torfbruch bei Kl. Kensau gelten.

Viel häufiger finden sich Übergänge vom Grünlands- zum Hochmoore. In der Nähe der Braheeisenbahnbrücke, etwa 3 *km* östlich von Tuchel, liegt frei in einer tiefen Bodensenkung ein kleiner Sumpf, welcher gegen die Mitte hin bereits anfängt, sich in ein Hochmoor umzubilden. Besonders lehrreich für die verschiedenartige Moorbildung dürfte ein Torfmoor südlich von Tuchel, in der Nähe der Stadt sein, welches in seinen untern Schichten nur die Elemente eines Grünlandsmoores, in den mittlern dagegen reinen Sphagnum-Torf und in den obersten Lagen wieder durchaus dem Grünlandsmoore eigene Bestandteile aufweist.«

Die Letzlinger Heide schilderte Dr. A. Mertens[1]). »Als letzter Abschnitt des von Penck Grenzrücken getauften Höhenzuges am Südrande der norddeutschen Tiefebene streicht in nordwestlicher Richtung zwischen Elbe, Ohre, Aller, Weser und Nordsee eine Diluvialplatte, deren mittlerer Hauptteil als Lüneburger Heide allgemein bekannt ist. Der südlichste Teil dieser Platte hiess das ganze Mittelalter hindurch bis zum Anfange dieses Jahrhunderts nach der am nördlichen Saume liegenden Stadt Gardelegen die Garleber oder Gardelegener Heide; jetzt ist dafür nach dem darauf gelegenen Jagdschloss Letzlingen der Name Letzlinger Heide gebräuchlicher geworden.

Der Südrand der Heide folgt in schwachem, nach Süden gewendetem Bogen von Rogätz an der Elbe bis oberhalb der Stadt Neuhaldensleben dem noch heute vielfach sumpfigen Thale der Ohre.

---

[1]) Aus allen Weltteilen 1897. p. 194.

Im Osten fällt sie zu der breiten, mit Wiesen und Mooren erfüllten Niederung ab, die einst von den Wassern der Elbe durchflutet wurde, jetzt durch den langsam fliessenden Tanger und seine Zuflüsse zur Elbe abwässert. Nach Westen senkt sie sich ganz allmählich zum Drömling, und im Norden bezeichnet etwa die Berlin-Lehrter Eisenbahn ihre Grenze.

Ihre Oberfläche stellt eine von Westen aus ganz allmählich ansteigende, fast ebene Hochfläche von durchschnittlich 75—80 *m* Höhe über Nordnord dar, die am Nordostrande gegen 100 *m* erreicht. An diesem Saume erheben sich Kuppen bis zu 139 *m*; und da diese zum Teil steil zu dem nur etwa 40 *m* hohen, gebuchteten Tangerthal abfallen, so erscheint die Heide hier wie ein kleines Gebirge. Weiter nach Süden, etwa von Burgstall ab, ist der Übergang zur Niederung allmählicher. Abweichend von diesem allgemeinen Charakter zeigt der Südrand ein welliges Aussehen, indem langgestreckte, westöstlich streichende Hügelreihen, die im Fliederberge mit 123 *m*, im Zackelberge mit 139 *m* gipfeln, durch schmale Thäler getrennt werden. Landschaftlich am schönsten ist daher die Heide an diesen Rändern, wo die Niederungen in schmalen Buchten eingreifen und daher hoch und tief auf engem Raume miteinander abwechseln.

Des Schmuckes fliessender Gewässer, sowie grösserer Seen entbehrt die Heide völlig; sie ist ein abflussloses Gebiet, in dem zahlreiche kleine Wassertümpel (Sölle) meist von geringer Tiefe liegen. Seit der am Ende des vorigen Jahrhunderts erfolgten Entwässerung des angrenzenden Drömlings und der im Zusammenhange damit durchgeführten Vertiefung und Verbreiterung des Ohrebettes ist der Grundwasserstand der Heide infolge des schnellern Abflusses in dieser Rinne um $1^1/_2 - 2$ *m* gesunken. Dadurch ist eine ganze Zahl dieser Sölle heute sehr zusammengeschrumpft: manche, wie z. B. unter andern das Bullensoll bei Gardelegen, sind vollständig verschwunden. Nur vom Rande eilen kleine Bäche herab, unter denen der Lüderitzer Tanger, die Uchte, der Lausebach und die Milde die bedeutendsten sind, die aber ihre Hauptwassermenge auch erst aus den Mooren der Niederungen erhalten.

Der Boden der Hochfläche ist ihrer Natur nach Diluvialmergel, der stellenweise stark lehmig ist. An den Rändern bildet vielfach weisser Decksand die oberste Schicht. In diesen Sandgebieten, ganz besonders an der Nordostecke, in den Kesselbergen und am Landsberge, sind durch die Thätigkeit der Winde Dünen aufgetürmt, die durch ihre kühnern Formen, ihre steilern Hänge etwas Abwechselung in die Einförmigkeit des Geländes bringen. Erratische Blöcke liegen überall zerstreut; einzelne unter ihnen erreichen bedeutende Grösse und haben dann wohl zu Sagen Veranlassung gegeben, wie z. B. der Backenstein am Landsberge. Für die Anlage der ganz vorzüglichen Heidechausseen, sowie zum Baue von Kirchen und Häusern haben diese Feldsteine gute Dienste geleistet.

Diese Bodenverhältnisse im Vereine mit denen der Bewässerung bedingen das Pflanzenleben auf der Heide. Ihr weitaus grösster Teil ist heute noch Wald, und zwar ein Wald von einer Grösse, wie man in Deutschland nicht viele findet. Seine Ausdehnung von Süden nach Norden beträgt etwa 25 *km*, die von Osten nach Westen noch etwas mehr. Der grösste Anteil gehört dem preussischen Staate, der hier in fünf zusammenhängenden Oberförstereien 28677 *ha* besitzt.«

Das Wandern der Dünen schilderte K. J. V. Steenstrup in in einem Vortrage im dänischen geologischen Vereine zu Kopenhagen [1]). Die Dünen bilden sich, wo der Wind die losen Sandschichten erfassen kann; durch den Flugsand werden die früher dort wachsenden Pflanzen erstickt, und die Pflanzen, die am besten in Dünensande gedeihen, stellen sich ein, die eigentlichen Dünenpflanzen. Zwar suchen der Flugsand und die Dünenpflanzen sich gegenseitig zu ersticken, aber am besten gedeihen beide, wenn sie sich ungefähr das Gleichgewicht halten. Bekommt dagegen beispielsweise der Dünensand das Übergewicht, so wandert die Düne, bis das Meer, ein See oder ein Fluss ihr ein Ziel setzt, oder bis sie unter den veränderten Verhältnissen von den Dünenpflanzen festgelegt wird. Im letztern Falle werden aber die Dünenpflanzen, die nur dann kräftig wachsen, wenn sie stets von neuem verschüttet werden, von andern Pflanzen verdrängt. Haben die Pflanzen, welche die Dünenpflanzen ablösen, jedoch noch nicht festen Fuss gefasst, während die Dünenpflanzen schon so geschwächt sind, dass sie nicht länger den Sand binden können, so kann die Düne bei anhaltender Dürre und Sturm wieder ins Wandern kommen. Ihre grösste Entwicklung erreichen die dänischen Dünen an der Westküste Jütlands. Wenn auch die Dünen hier in vereinzelten Fällen entblössten diluvialen Sandschichten ihren Ursprung verdanken (so bei Lönstrup, wo oberhalb des Steilufers die Dünen auf diejenigen Punkte beschränkt sind, an denen die obere Sandschicht des Diluviums entblösst ist), so ist dieses doch nicht als Regel anzusehen; die Hauptmasse des Flugsandes entstammt dem Meeresboden der vorgelagerten Nordsee, der fast ausschliesslich aus Sand besteht; Wogen und Strömungen, die fast ausschliesslich in der Richtung auf die Küste verlaufen, führen den Sand in die Nähe des Ufers, lagern ihn hier auf dem schwach ansteigenden Meeresboden in der Form der bekannten Riffe ab und führen ihn endlich dem Strande zu. Nachdem er hier getrocknet ist, übernehmen die vorherrschenden Westwinde den Weitertransport ins Land hinein.

Der Weitertransport des Sandes, das Wandern der Dünen, vollzieht sich nicht so einfach, wie dies gewöhnlich dargestellt wird.

---

1) Bericht darüber in der Deutschen Rundschau für Geographie. 19. p. 416, woraus der Text.

Die Dünenpflanzen greifen am Ufer nicht gleichmässig ein, sondern halten den Sand an einer Stelle in grösserem Masse als an einer andern; auch wirken die Terrainverhältnisse hier hemmend, dort fördernd auf das Wandern ein, so dass die Meeresdüne durchweg ein ungeordnetes, unregelmässiges Aussehen hat. Dagegen scheinen die weiter zurückliegenden Landdünen regelmässigere Formen zu besitzen. Die Verschiedenartigkeit der bisherigen Angaben über dieselben ist teils auf die Schwierigkeit, im Felde einen genauern Überblick zu bekommen, teils auf die Unzulänglichkeit der ältern, in Schraffen ausgeführten Karten zurückzuführen; jedoch gewähren jetzt die Messtischblätter (1 : 20000) des Generalstabes mit ihren von 5 zu 5 Fuss fortschreitenden Höhenlinien eine genauere Übersicht über die Höhenverhältnisse in der koupierten Dünenlandschaft.

Schon bei der Untersuchung der Messtischblätter von Skagen treten die sogenannten »Rimmer« hervor, schmale, hohe Dünen, welche von Westen nach Osten, also ungefähr in der Richtung der herrschenden Winde (West und Nordwest) verlaufen, und deren Leeseite (die südliche) steiler, als die dem Winde zugekehrte nördliche Seite ist. Es versteht sich von selbst, dass eine solche »Rimme« nicht in der Weise entstanden sein kann, dass der Wind den Sand von der Windseite auf die Leeseite hinüberwehte, denn in diesem Falle hätte die Richtung des Walles senkrecht zur Windrichtung stehen müssen; eine Erklärung für die Art ihrer Entstehung ergab sich aber erst im weitern Verlaufe der Untersuchungen bei Bulbjerg, Hanstholm und Blaavandshuk. Eine wandernde Düne hat nämlich annähernd die Form einer Parabel. Die Parabel entsteht dadurch, dass die Mittelpartie der Düne vorwärts schreitet, während die Seiten (vielleicht durch die Pflanzendecke) zurückgehalten werden und sich im langsamern Tempo bewegen. Die »Rimmer«, welche die Seitenäste darstellen, müssen also, trotzdem sie in der Windrichtung vorwärts schreiten, ihre Längenausdehnung in der Windrichtung haben. Eine Rimme ist also keine ursprünglich selbständige Bildung, sondern ein Rest einer wandernden Düne, welche durch spätere Sandwehen erhöht und vergrössert werden kann. Die Rimme auf Skagen stellt den südlichen, besonders ausgeprägten Ast einer wandernden parabolischen Düne dar, deren nördlicher Ast immerhin noch erkennbar ist, während die vordere Mittelpartie bereits ins Kattegatt hinausgeweht ist.

Was die Richtung der wandernden Dünen betrifft, so ist dieselbe nicht von der Richtung der Küste, sondern von derjenigen der Winde und vor allem der am meisten hervortretenden Stürme abhängig. Nicht nur bei Blaavandshuk stimmt die westöstliche, sondern auch bei Hanstholm die nordwest-südöstliche Richtung der wandernden Dünen mit der Hauptrichtung der Winde überein. Bei Skagen ist zwar weniger Übereinstimmung vorhanden, da die meisten Stürme aus Nordwesten kommen, während die Dünen in westöstlicher Richtung wandern; aber hier treten die Stürme aus Süden und Süd-

westen auch beträchtlich stärker hervor als bei Hanstholm, und dieser Umstand hat wohl die Richtung der Dünen so weit ablenken können.

Nicht immer stimmen die Richtungen der Stranddünen und der weiter zurückliegenden Landdünen überein; es scheint, als ob die Stranddünen durchweg eine mehr südliche Richtung im Vergleiche zu den Landdünen haben.

Man ist im allgemeinen zu der Annahme geneigt, dass, selbst wenn die Mächtigkeit des Flugsandes innerhalb der Dünenlandschaft höchst verschieden ist, doch überall eine Sandschicht liegen wird, welche das Terrain, wenn auch im verschiedenen Grade, erhöht. Dies ist jedoch nicht der Fall; ja, an vielen Stellen, besonders in sandigen Gegenden, reisst der über die Gegend dahinwandernde Flugsand sogar einen Teil der Unterlage mit sich. Die so in den Flugsand aufgenommene Dammerde kann unter Umständen dem an sich unfruchtbaren Flugsande einen geringen Grad von Fruchtbarkeit verleihen. Nur zu oft werden aber auch Teile des blossgelegten sandigen Untergrundes mitgerissen. Einen drastischen Beweis hierfür liefern die bei Kannestederne vorhandenen Brunnenstellen, deren Reste jetzt auf dem sandigen Erdboden stehen, da die Düne, als sie den Platz überschritt, so viel von dem darunter liegenden Sande mitnahm, als die Tiefe der Brunnen betrug (4 – 6 Fuss).

Auf Grund seiner Untersuchungen an der Westküste Jütlands, wo die Richtung der vorherrschenden Stürme genau festgestellt ist, weist Steenstrup die Vermutung, dass eine halbmondförmige oder parabolische Wanderdüne ihr geschlossenes Ende dem Winde zukehren solle, entschieden zurück.

Die Gobi ist von dem russischen Geologen W. Obrutschew zum Teil bereist worden. Derselbe schildert[1]) das von ihm besuchte Gebiet als von steppenartigem Charakter. Die östliche Mongolei, welcher die Gobi angehört, ist ein ungeheueres, vom Meere abradiertes Plateau, das noch auf vielen Stellen von horizontal gelagerten Absätzen des transgredierenden Meeres bedeckt ist. Diese massiven Schichten sind durch spätere Erosion in einzelne Tafeln zerstückt, zwischen denen der frühere Meeresboden in Form von abradierten Schichtköpfen viel älterer Gesteine zu Tage tritt. Diese Schichten setzten einstmals das ganze gebirgige Gebiet zusammen, bilden aber heute nur Kämme und Gruppen von flachen und niedrigen Hügeln. Die Oberflächenschicht besteht hauptsächlich aus lehmigem, grobkörnigem, mit Kies untermischtem Sande, während sich typischer Löss hauptsächlich an den Rändern findet, aber nirgends in solchen Massen, welche die Kontraste des Reliefs ausgleichen könnten.

Alle Karawanenwege von Urga steigen im Süden dieser Stadt auf einen flachen Gebirgssattel, hinter dem bereits das wasserarme

---

[1]) Aus China. Von W. Obrutschew. Leipzig 1896. 2 Bde.

und waldlose Gebiet Zentral-Asiens beginnt. Der Reisende, welcher auf diesem Punkte angelangt ist, wendet sich nochmals zurück, wirft einen letzten Blick auf die bewaldeten südöstlichen Ausläufer des Bogdo-ola, der noch in die Übergangszone Zentral-Asiens und in dessen peripherischen Teil gehört, und nimmt dann Abschied von den Wäldern des Nordens. Vor ihm beginnt jetzt die hügelige Steppe, der selbst Busch und Strauch fehlen, welchen man erst bedeutend südlicher, und zwar auf der Sandsteppe wieder begegnet.

Dennoch kann man auch diesen ersten Teil, d. h. die 85 *km* lange Strecke jenseits des Gebirgssattels, nicht Wüste nennen, denn sie ist durchaus nicht wasserlos. Bis zum Niederstiege von den »Sonnenbergen«, Narin-ola, sieht man eine vielgegliederte Gegend, welche an die Natur nördlich von Urga erinnert; breite, nur wenig vertiefte, mulden- und kesselförmige Thäler sind durch Hügelketten voneinander getrennt. Von den Sonnenbergen geht der Pfad in das flache und umfangreiche Kesselthal des Salzsees Narin-ul, hinter dem sich eine leichtgewellte Ebene, Sanssyr-tala, hinzieht. Diese Ebene gleicht einem Meere, dessen Wassergewoge plötzlich erstarrt ist; breite und flache Hügel mit ebenso flachen und breiten Thälern wechseln daselbst beständig, und in diesen Thälern trifft man nicht selten Brunnen, in zweien sogar fliessendes Wasser. Hinter den Bergen Sanssyr-ola und Bogdo-ola, die sich etwa 200 *m* über die nämliche, sich von Norden an sie schliessende Ebene erheben, dehnt sich bis zu einer zweiten Ebene, Daityn-tala, ein flachhügeliges, vom Meere abradiertes Land, welches spätere Wasser zergliedert und in Gruppen und Ketten flacher Hügel mit mehr oder weniger tiefen Thälern dazwischen, geteilt haben. In den bedeutendsten dieser Thalvertiefungen giebt es mehrere Salzseen, darunter den Iren-dabassunnor, hinter welchem das Gebiet der Tafelplateaus beginnt, unterbrochen von nur sehr unbedeutenden Vertiefungen, die mitunter eine leicht gewellte Steppe bilden. Der senkrechte Abfall dieser Tafelplateaus zu den Vertiefungen und ihre von Schluchten zerrissenen Ränder geben diesem Teile des Steppengebietes einige Ähnlichkeit mit dem sogenannten »Zeugen« der Wüsten Afrikas und Arabiens, nur dass diese ihre Entstehung der Deflation verdanken, während die seltsamen Reliefformen der östlichen Mongolei zum Teil auch der Thätigkeit des Wassers zuzuschreiben sind.

Von den Bergen Tabun-tuchum an prägt sich der gegliederte Charakter des Landes immer mehr aus; die Hügel werden zu verhältnismässig hohen Bergen, die Thäler haben eine Ausdehnung von 10—15 *km*, und in jedem derselben findet man zwischen den Bergen kleine Seen mit Süss- oder Salzwasser; der Boden steigt überhaupt von hier bis zu den Hügeln Tabun-bogda von 1150 bis auf 1450 *m*.

Der Südrand der östlichen Mongolei endlich, von den Hügeln Tabun-bogda bis zu dem nach Kalgan führenden Passe stellt eine leichtgewellte Steppe dar mit zahlreichen Seen in flachen und ausgedehnten Thälern. Die absolute Höhe dieser Landstrecke schwankt

zwischen 1390 und 1450 *m*. Die Ebene senkt sich der Mitte zu und hebt sich dann allmählich wieder bis zum Fusse der Randhügel; nördlich von der Karawanenstrasse ragen an einzelnen Stellen isolierte Gebirgsgruppen empor, während im Süden die flachern Höhen der Randhügel den Horizont begrenzen.

Aus diesen Zügen der Bodenbeschaffenheit der östlichen Mongolei geht hervor, dass die Gobi in keinem einzigen ihrer Teile eine richtige Wüste ist. Es fehlen ihr auch atmosphärische Niederschläge nicht, welche im Sommer als Regen und im Winter als Schnee herabfallen. Freilich sind grössere Regenfälle sehr selten, und auch der Schnee bleibt nie lange liegen, sondern wird entweder von der sehr trockenen Luft bald aufgesogen oder von dem Winde weggeweht; dennoch genügt auch schon dieses geringe Mass atmosphärischer Feuchtigkeit, um die östliche Mongolei im Frühlinge mit Graswuchs zu bedecken. Dieses Gras ist in dem an dem Fusse des Berges Narin-ola beginnenden und bei den Bergen Dschabyk endenden Gebiete — einzelne unfruchtbare Strecken finden sich auch noch weiterhin — zwar ganz erbärmlich, erreicht kaum eine Höhe von 2—3 Zoll und wächst so undicht, dass die kahle Erde überall durchscheint, genügt indes nicht nur für den Unterhalt der anspruchslosen Kamele, sondern auch für den der die Karawane begleitenden Pferde. Über die Karawanenwege der Gobi ziehen alljährlich 100 000 Kamele mit ihren Theelasten von Kalgan nach Urga, und in der Nähe der Brunnen, die selten weiter als 35—50 *km* voneinander anzutreffen sind, stösst man auch in diesem unfruchtbarsten Teile der Mongolei, welcher vor andern den Namen der Wüste verdiente, auf Jurten, darin nomadisierende Mongolen leben, deren Herden hier ihr kärgliches Futter finden. Nur in ganz dürren Jahren wächst das Gras in so ungenügender Menge, dass es von den Tieren bald abgeweidet ist, und die armen Geschöpfe in der Gobi den Hungertod sterben müssen.

Nördlich und südlich von diesem verhältnismässig unfruchtbaren Landstriche ist das Gras höher und dichter, so dass die dort wohnenden Mongolen sich sogar kleine Heuvorräte für den Winter anlegen können. Im südlichen Teile, vom Plateau Chuldyn-gobi an, trifft man ganze Wermutsteppen, und der harte Lasiogrostus splendens ist über die ganze Mongolei verbreitet, besonders auf den Thalböden, wo er oft ganze Dickichte bildet. Baumwuchs giebt es in der Mongolei nicht, denn die einzelstehenden Ulmen auf dem Passe des Gebirges Urgun-ulan, Dschabyk und in den Schluchten an der Quelle Arschanty können, da sie ihr Dasein der Vereinigung besonders glücklicher Bedingungen verdanken, doch nur als Ausnahmen gelten, sind mithin eine Bestätigung der Regel von der Waldlosigkeit der östlichen Mongolei. Dagegen ist an Sträuchern stellenweise kein Mangel; von Kiachta bis Kalgan findet man den auf Sandhügeln gedeihenden Goldregen und in dem südlichen Teile des Landes auch den Charmyk, die Nitraria Schoberi. Die Gobi ist eine Steppe,

welche sich, ihrem Charakter nach, nur an gewissen Stellen der Wüste nähert, aber nicht die Unfruchtbarkeit und Wasserlosigkeit der Wüsten Afrikas, Arabiens, des Tarimbeckens und des Ala-schan erreicht.

Norddeutschland und Schweden vor der Eiszeit. Es ist als feststehende Thatsache zu erachten, dass Skandinavien und Norddeutschland voreinst von einer ungeheuern Eisdecke überlagert waren. Die diluvialen Sande Norddeutschlands und Schwedens sind aus den Grundmoränen dieses ungeheuern Gletschers ausgewaschen und redende Zeugen seines einstigen Daseins. Keilhack hat nun bemerkt, dass die skandinavischen glazialen Sande in ihrer petrographischen Zusammensetzung sehr wesentlich von den norddeutschen verschieden sind. Erstere bestehen hauptsächlich aus Feldspat, letztere aus Quarz. Wenn man ein Bild von Flüssigkeiten anwenden darf, so könnte man sagen, die schwedischen Sande erscheinen bei uns gewissermassen stark verdünnt, wobei als Verdünnungsmittel der Quarz zu betrachten ist, und zwar hauptsächlich feineres Quarzmaterial. Die Aufnahme dieses Quarzsandes in das vom Inlandseise südwärts geführte Material kann aber, wie Keilhack betont, in Skandinavien selbst nicht erfolgt sein, da die Stellen, denen die untersuchten Sande entstammen, in der Nähe der baltischen Küste sich befinden. Da nun anderseits die norddeutschen Diluvialsande bereits im Küstengebiete der Ostsee ihre ausserordentliche Anreicherung mit Quarzsand zeigen, so kommt Keilhack zu dem berechtigten Schlusse, dass das nordische Inlandseis auf seinem Wege von Skandinavien nach Deutschland, also im Gebiete der Ostsee, gewaltige Ablagerungen von Quarzsanden angetroffen, zerstört und in seine Grundmoränen aufgenommen haben muss. Als Lieferant dieser Quarzsandmengen ist nur die jüngere miozäne Braunkohlenformation ernstlich ins Auge zu fassen. Sie lagert von Mecklenburg an durch Pommern hindurch bis nach Ostpreussen in weiten Gebieten unmittelbar unter dem Diluvium und ist vorwiegend aus mittel- und feinkörnigen Quarzsanden zusammengesetzt, wozu sich lokale Thon- und Braunkohlenlager gesellen. Unter diesen Verhältnissen aber, schliesst Keilhack, müssen wir notgedrungen annehmen, dass vor der Gletscherzeit das heute von der Ostsee eingenommene Gebiet (mit Ausnahme der sog. Beltsee, des Teiles westlich von Rügen) von ausgedehnten und mächtigen, vorwiegend aus Quarzsanden bestehenden Ablagerungen erfüllt war, die höchstwahrscheinlich beim Herannahen des ältesten, von Norden kommenden Eises Land darstellten. In präglazialer Zeit war also der östliche Teil der Ostsee nicht vorhanden, und Norddeutschland hing mit Schweden zusammen. Einen solchen Zusammenhang, sagt Keilhack weiter, fordert auch die gar nicht von der Hand zu weisende Herkunft des Materiales aller unserer norddeutschen Tertiärablagerungen von der skandinavischen Halbinsel. Der genannte Forscher nimmt an, dass zur jüngern Tertiär-

zeit das Gebiet des nordöstlichen Deutschlands einschliesslich der Ostsee ein von Nord nach Süd geneigtes Flachland darstellte, in welchem die in Schweden entspringenden Flüsse ihren Lauf (südwärts) nahmen und dabei das Material herbeiführten und ablagerten, das wir heute als (miozäne) Braunkohlenformation bezeichnen. Die Abdachung des Bodens war also damals gerade die entgegengesetzte von der heutigen, die erst allmählich und ziemlich gleichzeitig mit der Entstehung der Ostsee eingetreten sein kann. Daraus folgt weiter, dass die Oder und Weichsel Ströme von sehr jugendlichem Alter sein müssen, und in der That haben sie sich erst ziemlich spät abgezweigt aus dem gewaltigen Stromsysteme, welches in der Gegend der heutigen Elbmündung sein Wasser ins Meer führte.

3. Boden- und Erdtemperatur.

Die Bodentemperatur zu Wien auf Grund der an der dortigen meteorologischen Zentralanstalt von 1878—1894 angestellten Beobachtungen ist von Dr. A. Tilp untersucht worden[1]). Neben den siebzehn Jahrgängen von Beobachtungen der Bodentemperatur standen elf Jahrgänge (1883—1894) Beobachtungen der Oberflächentemperatur zur Verfügung Die folgende Tabelle zeigt den jährlichen Temperaturgang in den fünf Tiefen, in welchen Thermometer eingesenkt waren.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Lufttemperatur	−2.3	−0.3	4.1	9.6	14.5	17.3	19.5	18.7	15.1	9.6	3.5	−0.6	9.1
Temperatur der Oberfläche .	−1.8	0.0	4.2	12.4	18.3	20.9	23.7	22.4	17.7	10.0	3.8	−0.1	11.0
A (0.37 *m*) . .	0.4	0.6	2.8	8 9	14.1	17.7	20.0	19.6	16.8	11.4	5.9	2.4	10.0
B (0.58 *m*) . .	1.2	1.1	3.0	8.5	13.4	17.0	19.6	19.5	17.5	12.3	6.9	3.3	10.3
C (0.87 *m*) . .	2.3	1.9	3.2	7.9	12.5	16.1	18.5	18.8	17.2	12.9	8.1	4.5	10.3
D (1.31 *m*) . .	4.5	3.5	3.9	7.0	11.0	14.5	16.6	18.1	17.0	13.9	9.9	6.6	10.5
E (1.82 *m*) . .	6.4	5.1	4.7	6.7	9.5	12.5	14.5	15.8	16.5	14 2	11.4	8 5	10.5

Der Verf. giebt noch Tabellen der mittlern monatlichen Maxima und Minima der Bodentemperatur und macht schliesslich einen Versuch, aus den Amplituden die Wärmeleitungskonstante des Löss zu bestimmen.

Die Temperaturverhältnisse verschiedener Bodenarten hat Prof. Wollny untersucht[2]) und kommt zu folgenden Ergebnissen: 1. Von den drei Bodenkonstituenten, Humus, Ton und Quarzsand, besitzt letzterer das stärkste Erwärmungs- und Abkühlungsvermögen, dann folgt der Thon, während der Humus die Wärme am langsamsten aufnimmt und abgiebt. 2. Infolge dieser Eigentümlichkeiten,

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1896. p. 455.
[2]) Forschungen auf dem Gebiete der Agrikultur-Physik. 20. p. 305.

welche besonders durch Verschiedenheiten in der Wärmekapazität und in dem Wärmeleitungsvermögen der Böden bedingt sind, weist der Quarzsand die grössten Temperaturschwankungen auf, demnächst der Thon und die geringsten der Humus. 3. Das ad 1 geschilderte Verhalten der Böden der Wärme gegenüber macht sich in dem Mittel der Bodentemperatur für längere Zeiträume in verhältnismässig geringerem Grade bemerkbar, weil die Temperaturextreme sich in den betreffenden Werten mehr oder weniger ausgleichen. 4. Die Prävalenz der einen oder andern Bodenart hinsichtlich einer stärkern Erwärmung bis in grössere Tiefen ist vornehmlich von dem Gange der Witterung abhängig. Bei steigender und höherer Temperatur ist der Quarzsand am wärmsten, dann folgt, abgesehen von Nebenumständen, der Thon, zuletzt der Humus. Bei sinkender und niederer Temperatur rangieren die Böden in umgekehrter Reihenfolge. 5. Diese Eigentümlichkeiten treten im normalen Gange der Temperatur in der Weise in die Erscheinung, dass während des Sommerhalbjahres (Frühling und Sommer) der Quarzsand durchschnittlich die höchste, der Humus die niedrigste und der Thon eine vergleichsweise mittlere Temperatur zeigt, während im Winterhalbjahre (Herbst und Winter) die drei in Rede stehenden Bodenarten sich umgekehrt verhalten. 6. Unter anormalen Witterungsverhältnissen, d. h. bei öfteren und lang andauernden Kälteperioden im Sommer, oder häufigern oder ausgedehntern Wärmeperioden im Winter gestaltet sich die Reihenfolge der Böden umgekehrt, wie ad 5 angegeben. 7. Eine Abweichung in den vorstehend näher präzisierten Wärmeverhältnissen der Böden wird durch die Niederschläge insofern bewirkt, als bei nasser und besonders bei gleichzeitig kühler Witterung der Thon im Mittel die kälteste Bodenart ist. 8. In Gemischen von Thon, Quarzsand und Humus gestalten sich im allgemeinen die Temperaturverhältnisse entsprechend den Eigentümlichkeiten der einzelnen Bestandteile, doch sind die bezüglichen Unterschiede in den Gemengen von Thon und Sand, resp. von Humus und Sand, im Mittel grösser, als in jenen von Humus und Thon. Angesichts dieser Gesetzmässigkeiten muss die übliche Bezeichnung der einen oder der andern Bodenart als eine »warme« oder »kalte« als unstatthaft erscheinen. Je nach dem durchschnittlichen oder zeitlichen Gange der meteorologischen Elemente (Klima oder Witterung) unterliegen diese Attribute einem Wechsel, welcher sich darin äussert, dass bei kalter Witterung und in einem kalten Klima der Quarzsand die niedrigste, der Thon eine mittlere und der Humus die höchste Temperatur zeigt, während bei warmer Witterung und in einem warmen Klima die Wärmeverhältnisse der drei Bodenarten sich umgekehrt gestalten und in niederschlagsreichen Gegenden, sowie bei feuchter Witterung der Thon in der Regel die kälteste Bodenart ist, aber hauptsächlich nur dann, wenn die äussere Temperatur gleichzeitig eine niedrige ist. Im übrigen lässt sich aus den mitgeteilten Daten die Bedeutung der verschiedenen Bodenkonstituenten für die

Vegetation ermessen, soweit hierbei die Wärme eine Rolle spielt. Besonders ist in dieser Richtung zu konstatieren, dass der Humus die Ungleichheiten in der Temperatur der Mineralböden bei dem Wechsel der äussern massgebenden Faktoren innerhalb gewisser Grenzen ausgleicht und die grellen Schwankungen in der Bodenwärme beträchtlich vermindert. In praktischer Hinsicht ist weiter die Thatsache bemerkenswert, dass der Quarz einen günstigen Einfluss auf die Wärmeverhältnisse des Thones ausübt, überall dort, wo derselbe infolge gewisser klimatischer Witterungsverhältnisse eine niedrige Temperatur besitzt. Es besteht nach alledem die Möglichkeit, durch Mischung mit andern Erdarten, resp. durch Massnahmen, welche eine Ansammlung von Humusstoffen herbeiführen, die Wärmeverhältnisse eines Kulturlandes in einer für das Pflanzenwachstum möglichst vorteilhaften Weise abzuändern[1]).

Die aussergewöhnliche Wärmezunahme im Bohrloche von Neuffen hat W. Branco mit derjenigen in andern Bohrlöchern verglichen[2]). Sie beträgt in Neuffen 1° C. auf je 11.3 *m*; anderseits findet sich bei Monte Massi in Toskana eine geothermische Tiefenstufe von 13.5 *m*, bei Pechelbronn von 13.9 *m*, bei Oberkutzenhausen ebenfalls von 13.9 *m*, bei Oberstätten sogar von 7.8 *m*, diese letzten drei Punkte befinden sich im Petroleumgebiete nördlich von Strassburg i. E. Bei Macholles, in ehemals vulkanischem Gebiete der Limagne, fand man eine geothermische Tiefenstufe von 14.4 *m*. Sehr auffallend ist in den elsässischen Bohrlöchern das sehr starke Springen der Temperaturzunahme, zufolge welcher bei einem und demselben Bohrloche in den verschiedenen Teufen die Tiefenstufe bald gross bald klein ist. Das Gegenteil der soeben erwähnten, abnorm geringen Tiefenstufen zeigt sich in Nordamerika am Oberen See in der Calumet and Hecla Mine, wo der riesige Betrag von 69.6 *m* für dieselbe beobachtet wurde. Das könnte durch die abkühlende Wirkung des Wassers zu erklären sein, welches wie ein gewaltiger kalter Umschlag auf die Ufer der in den See hineinragenden Halbinsel wirkt.

Prof. A. Schmidt macht darauf aufmerksam, dass man bei Berechnung der geothermischen Tiefenstufen nicht, wie bisher geschieht, von der Zone der unveränderlichen Temperatur im Erdinnern, sondern von der Erdoberfläche ausgehen muss. Es dringt nämlicht nicht nur die Sonnenwärme von oben in die Tiefe hinab und erzeugt in 20 bis 25 *m* Teufe die Durchschnittstemperatur des betreffenden Ortes an der Erdoberfläche, sondern es steigt auch aus der Tiefe die der Erde eigene Wärme herauf, nicht nur bis in die 20 bis 25 *m* Teufe, sondern bis an die Erdoberfläche. Dieser Eigenwärme der Erde ist ja die Wärmezunahme nach dem Erdinnern hin, also der

[1]) Meteorologische Zeitschrift. Mai 1897. p. 193.
[2]) Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg 1897. p. 28.

Betrag der geothermischen Tiefenstufe zu verdanken. Es muss daher in der Zone der unveränderlichen Temperatur eine Wärme herrschen gleich dem Jahresmittel plus einer Wärmemenge, welche in jedem Bohrloche abhängig ist von der geothermischen Tiefenstufe. Wenn also an einem Orte beispielsweise ein Jahresmittel von 8° C. herrscht, während die Tiefenstufe 30 *m* beträgt, und die Zone der unveränderlichen Temperatur in 20 *m* Tiefe liegt, so muss — bei Absehen von allen andern Fehlerquellen — in dieser Zone eine Temperatur herrschen nicht nur von 8°, sondern von $8 + {}^2/_3$° C. Es ist daher fehlerhaft, bei der Bestimmung der Wärmezunahme nach dem Erdinnern auszugehen von der Zone der unveränderlichen Temperatur und dem Jahresmittel.

Die Bedeutung der innern Erdwärme für die Mitteltemperatur der Erdoberfläche erörterte Dr. W. Trabert[1]). Wenn wir die Erde als eine erkaltende Kugel auffassen, so hat dieselbe auch heute noch eine höhere Temperatur, als die schliessliche Endtemperatur ist, bei welcher die Wärmezufuhr durch die Sonne und der Verlust durch die Ausstrahlung sich das Gleichgewicht halten. Infolge dieses Temperaturüberschusses u über die Endtemperatur wird deshalb auch ein diesem Temperaturüberschuss proportionaler Wärmeverlust Cu durch Strahlung stattfinden, welcher nicht durch die Sonneneinstrahlung kompensiert wird, und diese von der Erdoberfläche abgegebene Wärmemenge wird durch den Wärmestrom w aus dem Erdinnern gedeckt. Es ist $Cu = w$. Die Grösse w ist uns bekannt. Wir kennen die Temperaturzunahme gegen das Erdinnere, wir kennen das Wärmeleitungsvermögen des Erdbodens, können also auch das Produkt dieser beiden Grössen, den Betrag von w angeben. Prestwich hat bei seiner kritischen Untersuchung aller Messungen der geothermischen Tiefenstufe (aus 530 Stationen) als wahrscheinlichsten Mittelwert 25 *m* abgeleitet, und Hergesell hat daraus[2]) den Wärmeverlust w zu 0.00014 pro *qcm* und min. ermittelt.

Die Grösse u, also jener Temperaturüberschuss, welcher allein auf Rechnung der innern Erdwärme zu setzen ist, hängt aber nicht bloss von w, sondern auch von dem Betrage des Faktors C ab, welcher angiebt, wie viel bei einem Temperaturüberschuss von 1° C. des Erdbodens durch Ausstrahlung in den Weltraum zu dringen vermag. Es hängt diese Grösse einerseits von der Emissionsfähigkeit des Erdbodens ab, anderseits von der Beschaffenheit der Atmosphäre.

Da man vielfach der allerdings übertriebenen Ansicht ist, dass kein Strahl vom Erdboden in den Weltraum zu dringen vermag, so wäre es recht wohl denkbar, dass C sehr klein wäre, wodurch der Betrag von u beträchtlich vergrössert werden könnte. Von

---

[1]) Meteorologische Zeitschr. 1897, p. 151.
[2]) Wagner's Geographisches Jahrbuch. 11. 1887. p. 219.

Vornherein ist es somit nicht klar, dass die Grösse u sehr klein ist. Es soll deshalb der Versuch gemacht werden, den Betrag von u zu bestimmen.

Maurer hat bei seinen Messungen der Ausstrahlung in Zürich gefunden[1]), dass bei einer Lufttemperatur von 15° C. eine berusste Fläche vom 1 *qcm* in der Minute eine Wärmemenge von 0.130 Kalorien verliert. Da nach den Bestimmungen Stefan's der Wärmeverlust einer berussten Fläche bei Abwesenheit jeder Gegenstrahlung bei 15° C. 0.497 Kalorien beträgt, so kann man sagen, der Effekt des Atmosphärenschutzes bei klarem Himmel ist ein solcher, dass ein geschwärzter Körper nur 26% seiner Strahlung verliert.

Diese Zahl steht übrigens in nicht schlechter Übereinstimmung mit dem von Sv. Arrhenius aus Langley's Messungen der Mondstrahlung ermittelten Werte[2]). Arrhenius hat für einen verschiedenen Kohlensäure- und Wasserdampfgehalt der Atmosphäre die Durchlässigkeit derselben für die Strahlung eines Körpers von 15° C. berechnet. Nimmt man den normalen Kohlensäuregehalt an, so ergiebt sich für den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre an den Tagen, an welchen Maurer in Zürich beobachtete, aus der Arrhenius-schen Tabelle eine Durchlässigkeit von rund 30%. Man wird aber wohl dem direkt von Maurer bestimmten Werte den Vorzug geben. Wir haben dann nur noch zu berücksichtigen, dass die Ausstrahlung durch die Bewölkung im Mittel etwa auf die Hälfte reduziert wird.

Da nun bei einem Temperaturüberschuss von 1° C. ein geschwärzter Körper (ohne Gegenstrahlung) 0.0069 Kalorien pro *qcm* und min. verliert, so wäre für einen berussten Körper unsere Grösse $C = 0.5 \times 0.26 \times 0.0069 = 0.0009$ Kalorien. Da sich nach den Versuchen von Ahr[3]) alle Bodenarten, wenn sie etwas befeuchtet sind, in bezug auf ihre Emissionsfähigkeiten wie Russ verhalten, und da das Gleiche vom Wasser gilt, wird man diesen Wert von C auch für die Erdoberfläche acceptieren können.

Wir haben somit:

$$0.0009\,u = 0.00014$$

also

$$u = 0.16^\circ\ C.$$

Wir können daher sagen, dass von der Mitteltemperatur unserer Erde 0.1 bis 0.2° C. auf Kosten der innern Erdwärme zu setzen sind.

4. Erdmagnetismus.

Die magnetischen Elemente zu Potsdam für das Jahr 1896 sind von Prof. Eschenhagen, gleichwie im Jahre vorher, aus den photographischen Registrierungen unter Benutzung sämtlicher stünd-

---

[1]) Berliner Sitzungsber. 1887. 46. p. 925.

[2]) Philos. Magazine 5. 41. 1896. p. 237 und Referat darüber Meteorol. Zeitschrift 1896. p. 258.

[3]) Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik. **17.** p. 397 und Ref. Meteorol. Zeitschrift 1896. p. 153.

lichen Werte des Jahres abgeleitet worden[1]). Nach Reduktion derselben auf absolutes Mass ergab sich:

	Werte für 1896	Änderungen gegen 1895
Deklination	10° 14. 3′ West	— 5.6′
Horizontalintensität . .	0. 18747 C. G. S.	+ 0.00027
Vertikalintensität . . .	0. 43404 C. G. S.	+ 0.00012
Inklination	66° 38. 4′	— 1.4′
Totalintensität	0. 47279 C. G. S.	+ 0.00021

Grössere magnetische Störungen fanden an folgenden Tagen statt: 4., 17. und 31. Januar, 4., 28. und 29. Februar, 4., 26. und 28. März, 2., 3. und 17. Mai, 18. und 20. September, 11. und 12. Oktober, 7. November, 3. und 4. Dezember. Die Zahl der Stunden, welche sich durch grössere oder geringere magnetische Störungen auszeichneten, betrug für Deklination 559, für Horizontalintensität 1043, für Vertikalintensität 360, die über den Tag in der Weise verteilt sind, dass die grösste Zahl auf die Abendstunden von 5—8 fällt.

Der absolute Wert der magnetischen Elemente am ersten Januar 1897 für die magnetischen Observatorien in Parc Saint-Maur, zu Perpignan und Nizza wird von Th. Moureaux wie folgt angegeben[2]).

	Parc Saint-Maur.		Perpignan.		Nizza	
	absol. Wert am 1. Jan. 1897	Var. séc. 1896	absol. Wert am 1. Jan. 1897	Var. séc. 1896	absol. Wert am 1. Jan. 1897	Var. séc. 1896
Deklination .	15° 1,5′	—5,3	13.° 53,3′	—4,0	12.° 15,4′	—4,8
Inklination .	65 0,8	—1,6	60 5,2	—1,7	60. 16,5	—2,8
Comp. horiz.	0,19693	+0,00017	0,22416	+0,00034	0,22304	+0,00036
Comp. vert. .	0,42256	—0,00016	0,38962	+0,00016	0,39064	+0,00011
Totale Kraft	0,46619	—0,00008	0,44950	+0,00030	0,44982	+0,00008

Die Verteilung der erdmagnetischen Kraft in Österreich-Ungarn zur Epoche 1890.0 nach den in den Jahren 1889 bis 1894 ausgeführten Messungen, von Prof. J. Liznar. II. Teil. In diesem zweiten, abschliessenden Teile werden die während der oben bezeichneten Zeit an 210 Stationen für die Epoche 1890.0 ermittelten Werte der erdmagnetischen Elemente sowohl zur ziffermässigen als auch zur graphischen Darstellung der erdmagnetischen Verhältnisse verwendet. Um die Resultate der ersten, von Kreil durchgeführten Aufnahme mit jener der neuen vergleichen zu können, wurden die Daten Kreil's genau in derselben Weise verarbeitet.

Zur Darstellung der normalen Verteilung der einzelnen erdmagnetischen Elemente wurden dieselben als Funktionen des Längen-

[1]) Annalen der Physik N. F. 1897. p. 411.
[2]) Compt. rend. 123. p. 77.

und Breitenunterschiedes gegen Wien ausgedrückt. Bezeichnet e_s, e_w den normalen Wert eines der erdmagnetischen Elemente an einer beliebigen Station, bezw. in Wien, $\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$ den Breiten-, resp. Längenunterschied dieser Station gegen Wien, so lässt sich e_s darstellen durch die Formel:

$$e_s = e_w + a\Delta\varphi + b\Delta\lambda + c\Delta\varphi^2 + d\Delta\varphi\Delta\lambda + e\Delta\lambda^2 \quad . \quad 1)$$

Da man die normalen Werte, d. h. jene, die man beobachten würde, wenn keine Lokalstörung vorhanden wäre, nicht kennt, müssen an ihrer Stelle die wirklich beobachteten E_s, E_w gesetzt werden wobei

$$e_s = E_s + \Delta E_s \quad . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \; . \quad 2)$$

ist, so dass in die obige Formel statt e_w einzusetzen ist $E_w + \Delta E_w$. In dieser Formel sind dann sechs Unbekannte ΔE_w, a, b, c, d, e zu bestimmen. Setzt man für e_s den für jede Station entsprechenden Wert E_s und die zugehörigen $\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$ in Formel 1) ein, so erhält man eine Reihe von Gleichungen, aus welchen die sechs Unbekannten nach der Methode der kleinsten Quadrate ermittelt werden können. In dieser Weise wurden die Formeln, welche zur Berechnung des normalen Wertes der Deklination, Inklination und Horizontalintensität dienen, sowohl für die Epoche 1890, als auch für jene 1850 abgeleitet. Nach denselben ist man im stande, für einen beliebigen Punkt Österreich-Ungarns, dessen Breiten- und Längenunterschied $\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$ gegen Wien bekannt ist, die normalen Werte der genannten Elemente für die Epoche 1890 und 1850 zu berechnen.

Behufs Darstellung der isomagnetischen Linien wurden die normalen Werte für die Durchschnittspunkte der Längen- und Breitenkreise von halb zu halb Grad berechnet und in Tabellen eingetragen, aus welchen dann durch Interpolation die geographischen Koordinaten einzelner Punkte einer bestimmten isomagnetischen Linie ermittelt wurden. Nach Eintragung der Koordinatenwerte in eine Karte erhielt man die betreffenden Kurven.

Berechnet man für die einzelnen Stationen die Normalwerte e_s, so ist nach Gleichung 2)

$$E_s - e_s = -\Delta E_s$$

auch die Grösse der Störung ΔE_s, welche das betreffende erdmagnetische Element infolge einer störenden Kraft erleidet, leicht zu berechnen. Die so erhaltenen Störungen wurden bei jeder Station auf der Karte der isomagnetischen Linien eingetragen, und zwar die positiven Werte mit fetten, die negativen mit kleinern Ziffern, denen noch ein Minuszeichen vorgesetzt worden ist. Auf die Verteilung der Störungen, sowie der störenden Kräfte kann hier nicht eingegangen werden; es soll nur erwähnt werden, dass die störenden Kräfte in Ostgalizien, in Siebenbürgen und an der Küste von Dalmatien am grössten sind, dass aber das Hochgebirge die kleinsten Werte derselben aufweist.

Durch Vergleichung der den Schnittpunkten der Längen- und Breitenkreise für die Epoche 1890 und 1850 zukommenden Normalwerte ergiebt sich die Änderung de reinzelnen Elemente. Es lassen sich auch leicht die Kurven gleicher jährlicher Änderung (»Säkularen«) zeichnen. Dies ist für die Deklination und Inklination geschehen, für die Intensität ist die Konstruktion derselben unmöglich, weil die Intensitätsdaten Kreil's mit systematischen Fehlern behaftet sind und eine unrichtige Verteilung der Intensität ergeben.

Am Schlusse wird eine Formel zur Berechnung der Deklination und Inklination abgeleitet, welche diese Elemente als Funktionen der geographischen Koordinaten ($\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$) und der Zeit (t) darstellt. Zur Berechnung der bezeichneten Elemente ist es nur notwendig, die der Zeit t entsprechenden Werte von Wien zu kennen, weshalb auch eine Zusammenstellung derselben Aufnahme gefunden hat.

Der Arbeit sind acht Karten beigegeben, wovon die erste die Isogonen, die zweite die Isoklinen für 1890 und 1850 enthält, während die fünf folgenden die der Epoche 1890 entsprechenden Isodynamen der Horizontalintensität, der Nord und Westkomponente, ferner jene der Vertikal- und Totalintensität darstellen; die letzte Karte stellt durch die bei jeder Station beigesetzten Pfeile sowohl die Grösse, als auch die Richtung der störenden Kräfte dar[1]).

Erdmagnetische Messungen auf der Insel Sizilien. Im Jahre 1890 hat Dr. L. Palazzo eine Reihe sehr sorgfältiger Bestimmungen der magnetischen Konstanten auf der Insel Sizilien ausgeführt[2]). Im ganzen wurden dieselben an 14 Punkten bestimmt und sind in einer Tabelle gleichzeitig mit den magnetischen Elementen für Malta und Rom vom Verf. zusammengestellt. Aus dieser Tabelle mögen folgende Werte hier ihre Stelle finden.

Ort	westl. magn. Deklination	nördl. magn. Inklination	horizontale Intensität	vertikale Intensität	Epoche
Palermo . . .	10° 12.6′	53° 58.5′	0.25111	0.34531	1890.5
Trapani . . .	10 30 9	54 1.4	0.25082	0.34552	1890.6
Sciacca . . .	10 10.4	53 27.2	0.25328	0.34171	»
Lampedusa . .	10 18.6	51 6.2	0 26263	0.32552	»
Linosa . . .	9 55.3	52 24.7	0.25970	0.33737	»
Girgenti . . .	10 4.1	53 9.1	0 25465	0.33980	1890.7
Malta	9 41.1	51 18 4	0.26221	0.32737	»
Rom	10 48.2	58 8 9	0.23229	0.37389	1890.5

Über schnelle, periodische Veränderungen des Erdmagnetismus von sehr kleiner Amplitude berichtet Prof. Dr. M. Eschenhagen[3]). Bereits früher[4]) hat er eine Kurve mitgeteilt, welche im

[1]) Anzeiger d. kaiserl. Akademie d. Wiss. in Wien 1897. Nr. 19. p. 200.
[2]) Annali dell' Ufficio Centrale Meteorologico e Geodinamico. 18. Parte I. 1896. Roma 1897.
[3]) Sitzungsber. der Preuss. Akad. d. Wissenschaften 1897. 32. p. 678.
[4]) A. a. O. 1896. 30. Juli.

magnetischen Observatorium zu Potsdam durch selbstthätige photographische Registrierung der erdmagnetischen Horizontalintensität erhalten wurde, und welche sich dadurch auszeichnet, dass in ihr, abgesehen von grössern Veränderungen, eine Reihe kleinerer Wellen von nahezu konstanter Periode auftraten, welche gewissermassen als Elementarwellen des Erdmagnetismus aufgefasst werden konnten.

Es ist inzwischen gelungen, eine ganze Reihe (etwa sechzig) solcher Aufzeichnungen zu erhalten, bei welchen die Empfindlichkeit des Intensitätsvariometers ebenfalls eine sehr hohe war, nämlich das Zwölf- bis Sechzehnfache der sonst üblichen Registrierung.

»Alle gesammelten Ergebnisse beweisen, dass man durch eine solche Feinregistrierung bei gleichzeitiger guter Dämpfung der Magnetnadel und hoher Empfindlichkeit gegenüber den Intensitätsänderungen in der That bis zur letzten Auflösung der kleinsten Schwankungen des Erdmagnetismus, also zu einer Darstellung der »Elementarwellen« kommt, so dass eine weitere Verfeinerung jener Hilfsmittel keinen Erfolg mehr verspricht.

Im allgemeinen pflegen nämlich die Veränderungen des Erdmagnetismus nur allmählich vor sich zu gehen, so dass schon die gewöhnliche Registrierung die Erscheinung hinreichend erkennen lässt, wenn nämlich die Kurven hinreichend scharf sind; dahingegen kommt es gar nicht selten, zur Zeit durchschnittlich für ein Fünftel oder Sechstel aller Tage vor, dass die gewöhnlichen Kurven stellenweise wie verwaschen oder schraffiert erscheinen. Bei näherer Musterung erkennt man, dass alsdann sehr kleine Schwankungen von kurzer Dauer vorhanden sind, die in Potsdam gewöhnlich nur auf einige Stunden am ziemlich empfindlichen Bifilarmagnetometer, sehr viel seltener in Deklination, bei dem Instrument für Vertikalintensität, der Lloyd'schen Wage gar nicht auftraten.«

Bezüglich der Frage nach der örtlichen Verbreitung dieser Elementarwellen liegen erst nur wenige Untersuchungen vor. »Bereits im Jahre 1895 waren auf grund einer Verabredung mit Wilhelmshaven zu bestimmten Stunden genau gleichzeitige magnetische Simultanbeobachtungen von fünf zu fünf Sekunden angestellt worden. Dieselben wurden dann noch von andern Observatorien aufgenommen, und im Jahre 1896 wurden vier solcher Terminstunden unter Beteiligung von 15 Observatorien, welche — wenn auch ungleichmässig — über die Erde verteilt waren, abgehalten, allerdings zunächst in der Absicht, das gleichzeitige Auftreten grösserer magnetischer Störungen, das nach den ältern Beobachtungen des magnetischen Vereines als sehr wahrscheinlich galt, so scharf als möglich zu ermitteln.

Die bisher erzielten Resultate zeigen, dass grössere Störungen von Ort zu Ort nicht unwesentliche Modifikationen erfahren. Hinsichtlich der kleinen, hier in Frage kommenden Wellen lässt sich noch kein allgemeines Ergebnis ableiten, da die zu den Simultanbeobachtungen dienenden Instrumente zu ungleich empfindlich waren.

Es lässt sich aber aus den Beobachtungen des Jahres 1895, insbesondere vom 18. März und 11. Juni, erkennen, dass zu Potsdam und Wilhelmshaven einige Reihen von Elementarwellen innerhalb der Grenze der Beobachtungsfehler (1—2 Sekunden) gleichzeitig aufgetreten sind. In einer damals abgefassten Veröffentlichung[1]) ist erwähnt, dass im Laufe einer Stunde etwa 120 Umkehrpunkte an beiden Orten beobachtet wurden, die Kurvendarstellungen, die auf der Naturforscherversammlung in Lübeck vorgelegt wurden, weisen Wellen von 40—50 Sekunden Dauer auf, die an beiden Orten sicher ausgeprägt sind. Der Mangel an einer Registrierung liess damals noch nicht erkennen, dass man es wirklich mit den kleinsten Veränderungen des Erdmagnetismus zu thun hatte.

Es scheint hiernach, dass diese Elementarwellen innerhalb einer oder weniger Sekunden gleichzeitig auf einem grössern Gebiete auftreten können, doch wird ein endgültiges Urteil erst möglich sein, wenn gleichzeitige Registrierungen von mehrern Orten vorliegen. Erst dann wird man der Frage nach dem Ursprunge der Wellen näher treten können, vorläufig kann man über dieselben nur Vermutungen äussern.

Erinnern wir uns, dass für die grossen Wellen der täglichen Periode, nach den Darlegungen von A. Schuster und v. Bezold, soweit das jetzige Beobachtungsmaterial den Nachweis gestattet, der Ursprung in den allerhöchsten Schichten der Atmosphäre zu suchen ist, so ist es wohl denkbar, dass diese kleinsten Wellen ebenfalls dort ihren Ausgang nehmen, wofern nicht besondere Vorgänge auf der Sonne die erste Ursache bilden. Auf dem Wege durch die Atmosphäre können dieselben durch die Wirkung der Sonnenstrahlung modifiziert werden, in ähnlicher Weise, wie dies bei elektrischen Entladungen der Fall ist. Ferner wird der Leitungswiderstand ein wesentlich anderer für die in der Erdkruste induzierten Ströme, welche wieder unsere Magnetnadeln beeinflussen, wodurch vielleicht die Veränderung der Schwingungszahl des zweiten Wellensystems erklärt wird. Endlich ist es von Wichtigkeit, zu erforschen, ob die Ausbreitung elektrischer Wellen beim Übertritte in verschiedene Medien eine derartige Verlangsamung der Periode mit sich bringen kann, wie wir sie gefunden haben. Schliesslich besteht noch die Möglichkeit, die Entstehung magnetischer Wirkungen, in der Weise, wie es von Röntgen geschehen ist, anzunehmen, nämlich durch verschiedenartige Bewegung der dielektrisch polarisierten Atmosphäre gegenüber der Erdoberfläche und den höchsten leitenden Luftschichten«.

Die Ursache des Gesteinsmagnetismus. Das Auftreten von Magnetismus in manchen Gesteinen ist eine merkwürdige Erscheinung, deren Ursache man in der Wirkung des Blitzes auf das Gestein

[1]) Terrestrial Magnetism. 1. p. 55—61.

vermutet hat. Um diese Vermutung zu prüfen, hat F. Pockels eine Reihe von Versuchen angestellt[1]). Bezüglich des Vorkommens des Gesteinsmagnetismus in der Natur hebt er hervor, dass er in erster Linie auf solche Felsmassen beschränkt ist, die an exponierten Orten frei aus dem Boden hervorragen, während herabgerollte Blöcke und in engen Thälern anstehende Felsmassen nur selten, in Steinbrüchen aufgeschlossene hingegen niemals polaren Magnetismus zeigen. Ferner ist charakteristisch die gänzlich unregelmässige Verteilung der magnetischen Pole, die oft in regellosem Wechsel in sehr geringer Entfernung voneinander angetroffen werden. Die Vermutung, dass dieser Gesteinsmagnetismus durch Blitzschläge verursacht sei, war bisher nur für vereinzelte Fälle ausgesprochen; sie konnte aber einer experimentellen Prüfung unterzogen werden, da sie die Möglichkeit voraussetzt, dass man auch künstlich in Gesteinsstücken permanenten Magnetismus durch hinreichend kräftige elektrische Entladungen erzeugen könne.

Die Versuche wurden in Gemeinschaft mit M. Toepler im Dresdener physikalischen Institut ausgeführt mittels einer Influenzmaschine, welche zwischen den 4—8 *cm* voneinander entfernten Polen Entladungen gab, die man im Maximum auf $^1/_{50}$—$^1/_{25}$ Coulomb schätzen konnte, das ist etwa der tausendste Teil der nach den bisherigen Schätzungen in einem kräftigen Blitze sich entladenden Elektrizitätsmenge. In der Funkenstrecke wurden die zu untersuchenden Gesteinshandstücke derartig aufgestellt, dass die Entladungsfunken längs ihrer Oberfläche nahezu geradlinig oder im Bogen um die Kanten verliefen. Vierzehn verschiedene Handstücke wurden untersucht und jedes vor dem Versuche und ebenso nach demselben durch Vorbeibewegen einer kleinen Bussole auf polaren Magnetismus untersucht.

Die Resultate waren in einer Reihe der Fälle positiv, indem einzelne Gesteine die Bussole nach der Entladung um 10—12° (stark) ablenkten; ein Handstück, das vor dem Versuche nur sehr schwachen polaren Magnetismus zeigte, bewirkte nach der künstlichen Magnetisierung Ablenkungen von fast 90°. Ein Basaltstück zeigte bereits nach Einwirkung eines Entladungsfunkens deutliche Wirkung; die Art der künstlich hervorgerufenen magnetischen Verteilung war gleichfalls, wie in der Natur, sehr unregelmässig. Im allgemeinen nahm die Stärke der künstlichen Magnetisierung mit dem Eisen- und besonders mit dem Magnetitgehalte der Gesteine zu; in welchem Verhältnisse die beobachtete, remanente Magnetisierung zu der temporären der Gesteine steht, bedarf noch besonderer Untersuchung. Von den untersuchten Handstücken entstammten vier, mit meist schwachen Wirkungen, solchen Fundorten, in deren Nähe natürlicher Gesteinsmagnetismus beobachtet wird; im ganzen waren alle Gesteine vertreten, welche die bisher bekannt gewordenen polar-

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie 1897. 1. p. 66.

magnetischen Felsen umfassen. Pockels zieht daraus den Schluss, dass bei allen Gesteinen, welche in der Natur an exponierten Stellen permanenten Magnetismus zeigen, sich solcher, wenn auch in schwächerem Grade, künstlich durch elektrische Funken hervorrufen lasse. »Dadurch wird es so gut wie gewiss, dass in den Entladungen der atmosphärischen Elektrizität die Ursache des natürlichen Gesteinsmagnetismus zu suchen ist«.

Gleichzeitig hat sich auch G. Folgheraiter mit Untersuchungen über denselben Gegenstand beschäftigt[1]). Auch er kommt zu dem Ergebnisse, dass die magnetischen Pole, die man unregelmässig zerstreut in den Gesteinen, besonders in den vulkanischen, findet, Wirkungen der Blitze sind, die sich in das Gestein entladen haben. Bezüglich des Vorkommens ausgezeichneter Punkte in den Gesteinen muss man drei Formen unterscheiden: 1. Gesteine mit isolierten, ausgezeichneten Punkten, welche die beiden magnetischen Polaritäten an zwei verhältnismässig nahen, kleinen Flächen kondensiert enthalten, von denen man aber in den meisten Fällen nur eine Polarität nachweisen kann; 2. Gesteine mit ausgezeichneten Zonen, in denen die Polaritäten (meist auch nur eine nachweisbar) eine ziemlich ausgedehnte Oberfläche einnehmen; 3. Gesteine mit vielen ausgezeichneten Punkten oder Zonen, die sich in geringem Abstande mit wechselnder Polarität folgen. Wenn aber die ausgezeichneten Punkte durch Blitze hervorgerufen sind, so muss man sie nicht bloss in natürlichen Felsen, sondern auch in künstlichen, den Blitzen in gleicher Weise ausgesetzten Bauten aus Felsmassen antreffen. Eine hierauf gerichtete Untersuchung alter, aus Basaltlava errichteter Bauten in der römischen Campagna hat nun in der That diese Vermutung bestätigt. An sechzehn näher beschriebenen Ruinen alter Bauwerke hat Folgheraiter isolierte ausgezeichnete Punkte und Zonen nachweisen können, von denen letztere sich über mehrere zusammenstossende Mauersteine und über das zwischenliegende Bindemittel (Puzzolan-Cement) gleichmässig erstreckten, während das übrige Gemäuer unmagnetisch war. Dieser Magnetismus kann daher nicht dem ursprünglichen Gesteinsmateriale eigen gewesen, sondern muss der betreffenden Stelle der Mauer erst nach ihrem Aufbaue erteilt worden sein.

Über die magnetische Inklination zur Zeit der Etrusker hat Folgheraiter in den Atti della R. Accademia dei Lincei (Rendiconti) für 1896 Untersuchungen veröffentlicht, die besonders durch die geistreiche Ideenverbindung und die sinnreiche Methode das lebhafteste Interesse erwecken.

Folgheraiter geht aus von der Thatsache, dass gebrannter Thon während des Brennens durch die induzierende Wirkung des Erdmagnetismus selbst magnetisch wird, und er legt sich die Frage vor,

---

[1]) Frammenti concernenti la Geofisica dei pressi di Roma 1897. Nr. 5.

ob sich durch die Messung des Magnetismus alter Gefässe noch jetzt die Intensität und namentlich die Richtung des Erdmagnetismus bestimmen lasse, der zu der Zeit und an dem Orte herrschte, wo jene Gefässe gebrannt wurden. Er hat für diese Untersuchung verschiedene Gefässe verwendet, welche den etrurischen Gräbern entstammen, über deren Entstehungszeit man ziemlich gut unterrichtet ist.

Eine Untersuchung dieser Gefässe, die Jahrhunderte hindurch unberührt in den Gräbern gestanden haben, ergiebt zunächst, dass der Erdmagnetismus nach der Aufstellung der Gefässe keine Veränderung in dem Magnetismus der letztern mehr hervorgebracht haben kann; denn die Gefässe lassen sehr verschieden orientierten Magnetismus erkennen, während der Erdmagnetismus ihnen gleich gerichteten Magnetismus gegeben haben müsste, falls er nach der Aufstellung noch von Wirkung gewesen wäre.

Damit ist die eine wichtige Vorfrage erledigt: der Magnetismus, welchen die alten Gefässe besitzen, rührt her von dem Erdmagnetismus zur Zeit ihres Brennens und ist später nicht verändert worden.

Nun handelt es sich um die Frage, inwieweit und mit welchem Grade der Genauigkeit sich aus dem in den Gefässen vorhandenen Magnetismus die Inklination des Erdmagnetismus zur Zeit des Brennens bestimmen lasse. Folgheraiter hat zur Beantwortung dieser Frage eine Reihe von Experimenten angestellt: er brannte aus Thon eine Anzahl symmetrischer Formen (Cylinder, Kegel u. s. w.) von verschiedenen Grössen in genau fixierten Stellungen und untersuchte diese Gegenstände in bezug auf ihre magnetische Asche u. s. w., worauf wir hier nicht näher eingehen. Daraus ergab sich, dass man namentlich an grössern Gefässen aus der Verteilung ihres Magnetismus die Richtung ermitteln kann, in welcher der Erdmagnetismus gewirkt hat.

Zwar wissen wir nicht, wie die Gefässe während des Brennens orientiert waren, aber bei einer Reihe von Formen lässt sich mit Sicherheit annehmen, dass sie im Ofen aufrecht gestanden haben. Diese sind für die Untersuchung am geeignetsten. Folgheraiter hat nun eine Reihe von Gefässen untersucht, welche in zwei Museen Italiens aufbewahrt werden, und es hat sich dabei das überraschende Ergebnis herausgestellt, dass am Orte und zur Zeit des Brennens dieser Gefässe eine Inklinationsnadel nicht den Nordpol nach unten gerichtet hat, wie gegenwärtig, sondern den Südpol. Wahrscheinlich war die Inklination im 8. Jahrhunderte vor Christus, der Zeit, der jene Gefässe entstammen, in Mittelitalien ziemlich klein. Aus einer andern Reihe von Messungen an Gefässen (wahrscheinlich aus dem 6. Jahrhunderte vor Christus) scheint zu folgen, dass damals das erdmagnetische Feld fast horizontal gerichtet war.

Folgheraiter bezeichnet seine interessanten Untersuchungen vorläufig nur als einen Versuch, der nun mit grösserer Sorgfalt fort-

gesetzt werden soll; doch hält er schon jetzt den von ihm beschrittenen Weg zur Ermittelung der magnetischen Inklination in alten Zeiten für einen richtigen[1]).

Magnetische Beobachtungen in Asien und Europa 1867 bis 1894 hat Dr. H. Fritsche an 509 Punkten angestellt und die Ergebnisse derselben veröffentlicht[2]). Die einzelnen Orte sind in vier Sektionen getrennt, entsprechend der Lage nach östlicher Länge von Greenwich, und die unmittelbaren Beobachtungen werden unter genauer Zeitangabe mitgeteilt. Dann folgt die Reduktion derselben auf die Normalepoche 1875.0, die mit Hilfe einer Tabelle der säkularen Variationen ausgeführt ist. Eingehend behandelt Verf. die lokale magnetische Anomalie in der Nähe der Insel Joussar-Oe in Finnland, sowie die magnetische Anomalie in der Nähe von Moskau und giebt von der Umgebung beider Lokalitäten Karten der magnetischen Anomalie.

5. Vulkanismus.

Ein eigentümlicher vulkanischer Ausbruch wurde aus Santos (Provinz São Paulo, Brasilien) gemeldet: »Am 28. Dezember 1896, abends 10^h, fand in der Villa Macaco, ungefähr 15^m von Santos entfernt, dicht an der Hafeneinfahrt ein merkwürdiger Ausbruch statt, der vielleicht von weitgehender Bedeutung sein wird. Am Nachmittage bemerkten dort beschäftigte Arbeiter aus dem Boden aufsteigenden Dampf, dessen Ursprung sie sich nicht erklären konnten; abends 10^h öffnete sich plötzlich die Erde in einem Umkreise von 4 *m*, und eine Feuersäule schoss heraus, die in einer Entfernung bis 10 *km* gesehen wurde. Die Bewohner der kleinen dort verstreut liegenden Häuser und Hütten mussten flüchten, weil Gefahr vorhanden war, dass dieselben versanken, da zugleich eine heftige Erderschütterung stattfand. Die Feuersäule, die Steine und Lava auswirft, hat augenblicklich eine Höhe von 20—30 *m*, einen Durchmesser von 5 *m* und verbreitet eine ungeheure Hitze. Die stattfindenden Untersuchungen werden ergeben, welcher Natur dieser Auswurf ist. Der Krater nimmt von Stunde zu Stunde an Ausdehnung zu.«

Der Ausbruch des Vulkans Tolo auf Halmahara, dessen Leopold von Buch 1825 in seinem Werke über die Kanarischen Inseln gedenkt, ist nach A. Wichmann[3]) auf den Ausbruch eines andern Vulkans zurückzuführen, da, wie schon A. Bernstein 1861 behauptete, ein Vulkan Tolo gar nicht existiert. Wichmann kommt

[1]) Naturwissenschaftliche Wochenschrift 1897. S. 254.
[2]) Observ. magnétiques Faites en Asie et en Europe pendant la période de 1867—1894 par Dr. H. Fritsche. St. Petersbourg 1897.
[3]) Zeitschrift d. Deutschen Geolog. Ges. 1897. 49. 1. Heft. p. 152.

zu dem Ergebnisse, dass es sich um den Duko-ma-Tala handle, und dass dieser im November oder Dezember 1550 einen von einem Erdbeben begleiteten Ausbruch gehabt habe.

Der Vulkan Merapi auf Java wurde von Dr. Hans Langen unlängst bestiegen[1]). Der Aufstieg war unternommen, um zu untersuchen, ob es möglich sei, den Bach, der das saure Wasser aus dem Kratersee des Merapi herunterführt, abzulenken. Der Weg führte von Assem Bagoes durch waldige Gegend über Sombre Waroe, dann über Tuff, Steppe und einen Basaltrücken bis Bangoewangi. Bei Litjen beginnt der Urwald, der das Idjen Plateau bedeckt. Umsäumt wird dieses von dem Koeckoenan, dem Krater des Idjen, dem Merapi, dem Pendie und Raon, dem höchsten Gipfel mit einer Erhebung von 3300 *m*, der zugleich den grössten Krater der Erde hat, mit einem obern Durchmesser von 2 *km* und einer ungefähren Tiefe von 700 *m*. Der grosse Bogen des Gendeng-Rückens verbindet letztern wieder mit dem Koeckoenan. Der Gendeng-Rücken wird durch eine Schlucht von 700 *m* Tiefe gespalten, die der Kali poeti, der weisse Fluss, durchbricht, um sich unterhalb Assem Bajoes ins Meer zu ergiessen. Das Idjen Plateau fällt gegen den Gendeng hin steil ab, während es an der andern Seite sich sanfter in die Ebene verliert. Wahrscheinlich bildete das Ganze früher einen einzigen Vulkan, der nach seiner Selbstzerstörung die genannten Krater als Zeichen seiner einstigen Grösse bestehen liess. Der Kraterrand ist mit einem dichten Casuarinengestrüpp umsäumt. Plötzlich hört dieses auf, und kaum hundert Schritt davon fällt die Kraterwand 250 *m* tief zu dem milchweissen Kratersee ab, dessen Durchmesser etwa 500 *m* beträgt. Hellgrüne ringförmige und wolkenartige Zeichnungen deuten auf Wirbelbewegungen hin, wodurch die weissen Schlammmassen bis nahe an den Rand gebracht werden. Vor dem letzten Ausbruche 1807 war der ganze Kraterrand mit üppigem Urwalde bedeckt. Die während 33 Tagen aufgeworfene Asche vernichtete bis 700 *m* nach unten alle Vegetation, während der noch weiter nach unten gehende Schlamm die Reisfelder auf zwei Jahre unbebaubar machte. 1844 aber waren die Casuarinen wieder bis auf 50 *m* Höhe angewachsen.

Ausbruch des Vulkans Mayon auf Luzon[2]). Dieser Vulkan liegt in der Provinz Albay auf der Insel Luzon und hat mehrere Spitzen mit vulkanischen Öffnungen, die höchste Spitze erhebt sich 2300 *m* über dem Meeresspiegel. Die Ausbrüche des Mayon traten besonders im vorigen Jahrhunderte sehr häufig auf, während sie in diesem Jahrhunderte nur noch schwach und selten beobachtet wurden. Daher waren in dem äusserst fruchtbaren Umkreise des Gebirges zahlreiche Ansiedelungen mit reichen Pflanzungen entstanden, die

---

[1]) Jahresbericht der Ges. f. Erdkunde zu Köln 1896—1897. p. 16.
[2]) Umlauft, Deutsche Rundschau. 19. p. 575.

aber jetzt fast völlig zerstört wurden. Der Ausbruch begann am 26. Juni 1897, während ein furchtbarer Sturm jenen Teil der Insel durchtobte Zuerst ergossen sich ungeheure Massen von trockener Asche über die Abhänge, und der Sturm trieb diese viele Meilen weit über das Land, alle Pflanzungen überschüttend. In der Nacht folgte ein verheerender Wolkenbruch, der vier Orte unter Wasser setzte; doch hatten sich die Einwohner bereits auf höher liegende Gebiete geflüchtet. Die Felder, alles Vieh und fast sämtliche Häuser aber waren ein Raub der entfesselten Elemente geworden. Am 27. Juni liess der Sturm und der Ausbruch des Vulkans etwas nach; jedoch am Morgen des 28. ergoss sich ein gewaltiger Lavastrom aus dem Hauptkrater und vernichtete die Stadt Laboy vollständig. Mehr als ein Drittel der Bewohner, gegen 600 Menschen, wurden von den Glutmassen erreicht und getötet. Die Ausbrüche setzten sich dann noch während der folgenden Tage fort, und der Verlust an Menschen und Besitztum wird als ungeheuer bezeichnet.

Der Vulkan Aso-san auf Kiu-shiu (Japan) ist 1897 von Dr. Paul Grosser untersucht worden[1]). Dieser Vulkan ist einer der merkwürdigsten der ganzen Erde und in seinen Eigentümlichkeiten bisher noch so gut wie unbekannt. Von europäischen Geologen hat ihn vorher nur Milne flüchtig besucht. Der Vulkan gehört zum Kilauea-Typus, und er bildet gegenwärtig den einzigen rauchenden Kegel der mitten durch Kiu-shiu sich hinziehenden Vulkanreihe. Nach Dr. Grosser hat der Aso-san nicht nur den wahrscheinlich grössten Krater der Erde aufzuweisen, sondern er ist auch in seinem Baue einer der interessantesten Vulkane, welche existieren. Von Kumamato aus hat Dr. Grosser den Aso-san bestiegen, indem er dem Thale des Shirakawa folgte, welches anfangs breit ist, später sehr schmal wurde, während die Thallehnen rechts und links hohe, steile Wände bilden. Diese hohen Berglehnen, welche aus mächtigen Lavadecken bestehen, senken sich flussabwärts im Sinne der Bachrichtung, dagegen sind sie nur wenig aufwärts ganz plötzlich wie mit einem Messer abgeschnitten. Hier öffnet sich mit einem Male ein riesiger Kessel, in dessen Mitte sich Bergkegel erheben, hinter welchen aufsteigender Rauch Vulkanthätigkeit ankündigt. »Das im höchsten Grade verblüffende Panorama, der unübersehbare Kessel mit seinen steilen, nur durch das Thal des Shirakawa unterbrochenen Rändern und den zentralen Kegelbergen wird bei geologischer Betrachtung mit einem Schlage anschaulich. Der weite Kessel ist nichts anderes, als ein ungeheurer Krater, der von Westen nach Osten 14 *km*, von Süden nach Norden 20 *km* oder, wenn man eine besondere Ausbuchtung im Norden mitrechnet, sogar 23 *km* misst. Ungefähr durch die Mitte dieses Kraters zieht sich von Westen nach Osten eine Reihe von jüngern Vulkankegeln, von denen einer, fast zentral

[1]) Gaea 1897. p. 715.

gelegen, noch jetzt stark thätig ist. Diese Vulkanreihe, die also den Urkrater in eine (grössere) nördliche und eine südliche Hälfte teilt, hat den Gesamtnamen Aso-san. Genau in der Fortsetzung ihrer Anordnung ist im Westenals einzige Unterbrechung des Urkraterrandes der Barranco (bei Tateno), durch den der Shirakawa fliesst.

»Als wir oberhalb von Tateno in den grossen Vorkrater eingetreten waren, führte unser Weg zunächst zwischen dem westlichen Walle desselben und dem einen Quellflusse des Shirakawa entlang. Dieser bildet hier einen prächtigen Wasserfall und stürzt in einen cylinderförmigen Kessel hinab, der typisch für Thäler in Lavabänken ist und nicht seine Entstehung der Erosion, sondern vulkanischen Anlässen verdankt, was man gerade und nur in Japan so schön studieren kann. — Dann überbrückt die Strasse den über (vermutlich verhältnismässig junge) Laven hinwegstolpernden Fluss und zieht sich in östlicher Richtung mitten durch die fruchtbare Ebene nördlich vom Aso-san hin, die reichlich mit Auswurfsmassen bedeckt ist und hier und da von kleinen Eruptionskegeln und von Lavaströmen unterbrochen wird.

Von dem gewaltig weiten Urkraterboden heisst es, dass er 100 Dörfer enthalte, weshalb ich den Urvulkan den 100-Dörfer-Vulkan nennen will. Wenn die Zahl 100 auch übertrieben sein dürfte, so ist es doch bemerkenswert, dass auf der Karte in dem kleinen Massstabe von 1:400000 etwa 40 Ortsnamen in die Ebene eingezeichnet sind, und dass ungefähr 40000 Seelen in derselben wohnen sollen. Ihr nördlicher, rund 500 *m* hoher Teil heisst Asotani, ihr südlicher, etwa 50 *m* tieferer Teil Nango-tani. Der sie umgebende Wall des 100 Dörfer-Vulkans überragt sie bis um 500 *m* und hat, im grossen betrachtet, sehr regelmässige Form, wenn er auch im einzelnen unzählige, meist kleine Ein- und Ausbuchtungen aufweist. Vor allem fallen aber die Gleichmässigkeit seiner Höhe und der ganz allmähliche Abfall des Geländes vom Rande nach aussen auf. Der Aufbau des 100 Dörfer-Vulkans aus deckenförmigen Laven in Verbindung mit den andern genannten Eigenschaften lässt ihn als Vulkan des Kilauea-Typus erkennen, meines Wissens das einzige Beispiel dafür in Japan und umso interessanter, weil er nicht aus Basalt, sondern aus Andesit aufgebaut ist.

Im scharfen Gegensatze zu dem Baue des 100 Dörfer-Vulkans stehen die Kegel des Aso-san, welche, wie schon gesagt, den 100-Dörfer-Krater von Osten nach Westen mitten durchschneiden und grösstenteils aus losen Auswurfsmassen bestehen. Die beiden östlichsten, nur noch Ruinen darstellenden, von tiefen Erosionsfurchen eingeschnittenen, kahlen Kegel zeigen dies am unzweideutigsten mit ihren von Gängen durchsetzten, stark geneigten Schichten. Dem Grade der Zerstörung nach ist der am meisten östliche, der den Wall des 100 Dörfer-Vulkans durchbrochen zu haben scheint, der älteste der Reihe. Nicht viel jünger dürfte sein westlicher Nachbar sein. Diese beiden Berge liegen östlich vom thätigen Vulkane, Nakano-take.

Ganz anders als sie, sehen diejenigen westlich vom Nakano-take aus. Sie sind mit Vegetation bedeckte, einförmige Kegel, welche wenig Zerstörung und sogar zum Teil deutliche Kratereinsenkungen zeigen. Der thätige Nakano-take ist von der nördlichen Ebene (Aso-tani) fast gar nicht zu sehen, da sein kleiner Kegel zwischen den andern beinahe ganz verdeckt ist, indessen macht er sich durch starken Rauch sehr bemerkbar. Seiner Besteigung widmeten wir den folgenden Tag. Von Boju stiegen wir zuerst durch reizenden Wald, dann über Grasfluren ungefähr bis zu 1000 *m* Höhe an. Der Wind wehte den stark Schwefelgehalt verratenden Rauch zu uns herüber, so dass wir nicht geraden Weges zum Kraterrande hinauf-, sondern durch mannigfache Schluchten um die Westflanke herumgehen mussten, bis wir den dem Aso geweihten Tempel erreichten, von dem der Kegel ungefähr 130 *m* hoch aufsteigt.

Oben angelangt, befindet man sich überraschenderweise noch nicht am wirklichen Kraterrande, sondern muss, um diesen zu erreichen, erst ungefähr 10 *m* abwärts und 25 *m* weit über eine Fläche gehen — dann erst steht man am Rande des senkrecht abstürzenden Kraters, dessen Umrisse eine ganz unregelmässige Form besitzen, die man am treffendsten mit einer menschlichen Ohrmuschel vergleichen kann. Seine grösste Ausdehnung (Norden bis Süden) kann 500 *m*, seine grösste Breite 250 *m* betragen. Die nördliche Hälfte (der obere Teil des Ohres) ist ziemlich kreisförmig begrenzt und birgt gegenwärtig den Hauptherd. Ungefähr 100 *m* tief fallen hier die Kraterwände, deren Schichtung unverkennbar ist, vollkommen senkrecht zu dem ziemlich ebenen Kraterboden ab, dessen früher der Geschichte nach gewöhnlich von einem See eingenommene Mitte bei unserem Besuche einen Kegel beherbergte. Aus der trichterförmigen, oben ungefähr 10 *m* weiten, unten ganz engen Öffnung desselben wurde mit furchtbarer Gewalt unter beängstigendem Getöse in schräger Richtung dicht geballter Rauch hervorgestossen, der einen grossen Teil des Kraters unsern Augen entzog und mit wirbelndem Spiele sich ins Luftmeer ergoss. Der kleine Kegel, der übrigens eine konzentrische Falte bildete, bestand aus Auswürflingen, die, oft noch glühend, mit dem Rauche herausgeschleudert wurden. — Ausser dieser Hauptthätigkeit im Krater war eine starke, vermutlich solfatarische Dampfausströmung nahe der südwestlichen Grenze der nördlichen Kraterhälfte, wo sich dieser die südliche anfügt. Diese ist viel enger und besteht aus mehrern kleinern, verschieden grossen und tiefen Kraterkesseln mit unbedeutender Solfatarenthätigkeit. Ihre Böden liegen nur 20 bis 50 *m* tiefer als der Kraterrand, und zwischen ihnen verlaufen als Scheiden mannigfache Rücken.«

Über die Ausbrüche des Aso-san bestehen seit elfhundert Jahren Berichte, die wir den Aufzeichnungen der Priester des dem Aso geweihten Tempels verdanken. Prof. Koto von der Universität Tokio hat dieselben in japanischer Sprache zusammengestellt. Folgendes ist die deutsche Übersetzung derselben.

1. 796, im Juli, trocknete der Kratersee »Kami-ike« fast ganz aus, ohne sonstige Anzeichen von Thätigkeit.
2. 825 ereignete sich dieselbe Erscheinung am See, dessen Wasserspiegel um 200′ unter den gewöhnlichen Stand sank.
3. 840 wiederholte sich dieselbe Erscheinung nochmals, aber mit grösserer Heftigkeit.
4. 864, im Oktober, schäumte der See und floss an zwei entgegengesetzten Stellen über.
5. 867, im Mai, leuchtete nachts ein Gipfel des Aso-san und zerbrach zwei Tage später durch ein Erdbeben.
6. 1238, im Dezember, wurde Geräusch unter dem See vernommen.
7. 1265, im Oktober, brannte der Berg Aso.
8. 1269, im Juli, dampfte der See mehr als gewöhnlich.
9. 1270, im November, begann der See nach scheinbarer Ruhe wieder zu dampfen.
10. 1272, im März, wurde die Thätigkeit wieder heftig. Gase und heisses Wasser ergossen sich.
11. 1273 wurde der Himmel durch ausgeworfene Massen wie bei tiefer Nacht verdunkelt.
12. 1274 trocknete der See aus. Die beiden Thäler nördlich und südlich vom See verflachten sich durch die Auswurfsmassen, wurden aber bald wieder ausgehöhlt.
13. 1281, im Juni, fand ein Ausbruch statt.
14. 1286, im August, wälzten sich Aschen aus dem Krater, nachdem der Berg dumpfe Töne von sich gegeben hatte.
15. 1305, im März, brach der Aso-san aus.
16. 1324, im August, warf der Aso-san Aschen, Lapilli u. s. w. aus.
17. 1331, im März, brach der Berg aus, und vom November bis Mai folgenden Jahres warf der Krater fortwährend Asche, Sand u. s. w. aus.
18. 1335, im Januar, wurde rollendes Geräusch gehört, und am nächsten Tage brach der Berg aus.
19. 1341, im Januar, wurden Häuser und Tempel durch Ereignisse, wie sie oben schon erwähnt wurden, beschädigt.
20. 1375, im November, wurde der Berg wieder thätig.
21. 1376, im Januar, schäumte der See.
22. 1377, im März, floss der See durch einen Ausbruch über.
23. 1387, im Mai, öffnete sich ein tiefes Loch, und strömte Dampf aus.
24. 1388, im Mai, geriet der See durch einen Gasausbruch in Aufregung.
25. 1389, im September, wurde oben genannter See umgebildet.
26. 1432, im März, wurde der See durch einen kleinen Ausbruch schlammig.
27 1473, im April, brach der Aso-san einige Tage lang aus; im Oktober wurde die Thätigkeit wieder stärker und dauerte bis zum nächsten Frühjahre.
28. 1484, im Dezember, warf der Berg bis zum letzten Tage dieses Monats Aschen aus, wodurch im Kratersee ein Kegel aus den Auswurfsmassen aufgebaut wurde.
29. 1505, im Januar, ebensolch ein Ausbruch.
30. 1522, im Januar, war ein Ausbruch, und es entstanden zwei Berge im Kratersee.
31. 1533, im Juni, floss schlammiges Wasser aus dem Krater aus.
32. 1562, im Februar, waren Ausbrüche durch Gas-Explosionen, und schwoll das Flusswasser durch heftige Regengüsse an. Die Gase wurden im Regenwasser aufgelöst, infolgedessen die meisten Fische starben.
33. 1584, im Juli, brach der Berg in ähnlicher Art aus, und die Gräser verwelkten durch die Bedeckung mit Aschen.

34. 1587 entstanden im Krater zwei kleine Kegel.
35. 1592 brach der Berg Aso aus.
36. 1598, im Dezember, fielen ungefähr einen Monat lang unausgesetzt Aschen nieder.
37. 1613, im Juni, wurden Asche, Sand, Lapilli u. s. w. ausgeworfen.
38. 1620, im Mai, spritzte heisses Wasser aus dem Krater.
39. 1631, im November, wurde der Berg erschüttert und wurden Lapilli und heisses Wasser ausgeworfen.
40. 1637, im August, war die Thätigkeit wie beim vorigen Male. In den Auswurfsmassen wurde Schwefel bemerkt.
41. 1649 dauerte eine ähnliche Thätigkeit von Juni bis Juli.
42. 1668, im November, brach der Aso-san aus, und flossen grosse Mengen schlammiges, heisses Wasser hinab.
43. 1675, im Januar, warf der Berg nach einem kleinen Erdbeben Aschen aus.
44. 1683, im Mai, wurden donnernde Geräusche gehört und Schlamm ausgeworfen.
45. 1691, vom April ab, warf der Berg zwei Monate lang Asche, Lapilli u. s. w. aus.
46. 1708, im August, begann das Wasser im Krater zu verschwinden und war nach vier Monaten gänzlich verdunstet.
47. 1709, im Januar, öffneten sich 15 neue Löcher, welche Schlamm und heisses Wasser mit donnerndem Geräusche auswarfen. Kleinere Löcher gab es unzählige.
48. 1764, im Dezember, dampfte der Gipfelkrater mehr als gewöhnlich.
49. 1765, im Januar, erbebte der Berg und warf Aschen aus. Solche Thätigkeit war ungefähr neun Monate lang häufig.
50. 1772—1780 hörte man ab und zu donnernde Geräusche.
51. 1804, im August, wurden wieder die Geräusche wie vordem wahrgenommen. Im November fand ein kleines Erdbeben statt, und öffnete sich ein tiefes Loch.
52. 1814 brannte der Aso-san.
53. 1815 war ein stärkerer Ausbruch als im Vorjahre. Im Verlaufe desselben trocknete der See am Gipfel ganz ein, bald darauf öffnete sich ein kleines Loch auf dem Kraterboden und stiess Schwefel enthaltende Gase aus. Ungefähr einen Monat später war ein so starker Ausbruch, dass die herabfallenden Aschen, Lapilli u. s. w. die Felder vollständig bedeckten, so dass die Vegetation meilenweit verdorrte
54. 1826, im Oktober, fand mit einem Ausbruche ein Erdbeben statt, wodurch viele Häuser zerstört wurden.
55. 1827, im April, bedeckten herabfallende Aschen den ganzen Berg, so dass auf den ersten Blick nichts Grünes mehr da war.
56. 1830, im Februar, fielen durch einen Ausbruch Aschen nieder.
57. 1830, im Juni, ereignete sich ein Ausbruch in Verbindung mit Erdbeben, und erhob sich folgenden Tages ein viele hundert Meter hoher Berg.
58. 1854, im Januar, floss nach einem Erdbeben des Bodens Schlamm aus dem Krater über.
59. 1872, im November, wurde die vulkanische Thätigkeit plötzlich heftig, und erlitten einige schwefelsuchende Arbeiter Verletzungen, worauf der Berg dumpfe Geräusche vernehmen liess und schliesslich ausbrach.
60. 1884, im März, fand der letzte und bestbekannte Ausbruch statt. Rund vier Monate lang wurden fortwährend feine Asche und Sand ausgeworfen, welche sich auf dem Berge anhäuften, und selbst in der 25 engl. Meilen entfernten Stadt Kumamato schadete der Aschenfall der Vegetation.

Aus diesen Berichten geht, soweit sie zuverlässig sind, hervor, dass seit elf Jahrhunderten kein Lavastrom dem Aso-san entflossen ist. Die gewöhnlich mit losen Massen bedeckten und durch Erosion wieder freigelegten Laven, denen man begegnet, scheinen also ältern Datums zu sein. Von dem immer wieder in den Berichten vorkommenden Kratersee ist jetzt nichts zu sehen. Die bekanntesten Ausbrüche waren ausschliesslich Aschen- und Schlammausbrüche.

Was den Aso-san zu einer geologischen Sehenswürdigkeit ersten Ranges macht, ist

1. der ungeheure Ringvulkan (100 Dörfer-Vulkan), aus andesitischen Laven aufgebaut und von Dimensionen sondergleichen;

2. die Kegelreihe, welche den Krater des Ringvulkans in einer Mittellinie gerade durchschneidet und vorzugsweise aus Auswurfsmassen besteht;

3. die dem Alter nach sprungweise auf der Linie angeordnete Reihenfolge der Kegel, und

4. ganz besonders die wichtige Thatsache, dass der Barranco des Shirakawa genau in der Fortsetzung der Linie liegt, auf welcher die Aso-san-Kegel liegen. Da er die einzige Unterbrechung des Ringkraterwalles bildet, so muss er unbedingt in genetische Verbindung mit der Kegelreihe, bezw. der Spalte, auf welcher diese liegt, gebracht werden, d. h. der Barranco verdankt seine Entstehung einer vulkanischen Spalte.«

Die wichtigern Vulkane in Salvador und Südost-Guatemala zählt Dr. K. Sapper auf und giebt kurze Charakterisierungen derselben[1]), wobei er die kleinern Vulkane, die oft nur als Begleiterscheinungen der grössern auftreten, als Vulkane zweiter Ordnung bezeichnet. Die Ergebnisse der eigenen Forschungen Sapper's lassen diesen erkennen, dass die vulkanischen Erscheinungen von Salvador und Südost-Guatemala viel weniger einfach sind, als man bisher angenommen hat, und dass es noch gründlicher neuer Studien bedarf, um alle Einzelheiten klarzulegen.

»Betrachtet man aber auf grund des bereits vorhandenen Materiales die Anordnung der einzelnen Vulkane zu einander — wobei von den Vulkanen zweiter Ordnung als nebensächlichern Erzeugnissen des Vulkanismus abgesehen werden soll —, so ergiebt sich zunächst, dass die mittelamerikanische Hauptspalte die Republik Salvador (ebenso wie Guatemala) in einer der pacifischen Küste nahezu parallelen Richtung durchzieht. Zwischen dem Coseguina und dem Conchagua zweigt sich landwärts eine kurze Querspalte ab, ebenso vielleicht vom Conchagua aus nach dem Mogote zu. Die vom Cerro del Tigre und vom Tecapa ausgehenden Querspalten dagegen streichen seewärts, also in entgegengesetzter Richtung zu den kurzen Querspalten in Guatemala, die sämtlich landwärts streichen.

---

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 1.

Aber abgesehen von den Vulkanen, welche der Hauptspalte aufsitzen, giebt es noch eine ganze Anzahl von Feuerbergen in Südost-Guatemala und Salvador, welche dieser Hauptspalte nicht zugehören, und Verf. hat schon früher[1]) darauf aufmerksam gemacht, dass möglicherweise die Vulkane Ipala, Suchitan und Chingo einer vom Izalco ausgehenden Spalte vulkanischer Thätigkeit angehören: eine Annahme, welche durch die Gesteinsuntersuchungen Dr. A. Bergeat's eine auffallende Bestätigung und Stütze erhalten hat[2]). Auch vom morphologischen Standpunkte aus besitzen diese Vulkane, zu welchen Verf. auch noch den Naranjos ziehen möchte, etwas Gemeinsames: sie besitzen alle, wenn man vom südlichen Suchitan absieht, eine vortrefflich erhaltene, einfache Kegelgestalt, sind also durchwegs jugendlichen Alters, während die übrigen Vulkane erster Ordnung, welche nicht zur Hauptspalte gehören, fast durchwegs eine weitgehende Zerstörung zeigen (Jumay, Tahual, südlicher Suchitan, Iztepeque, Guazapa und in geringerem Masse auch der Tecomatepe); nur der S. Diego zeigt sich wohlerhalten, doch beweist der Überrest eines alten Ringwalles, dass auch dieser Vulkan bereits eine längere Geschichte hinter sich hat. Bei den übrigen Vulkanen aber ist die Zerstörung weiter vorgeschritten, als bei irgend einem der Verf. bekannten Vulkane der Hauptspalte, so dass er sie für älter als die Vulkane der Hauptspalte halten möchte. Betrachtet man die Anordnung dieser alten Vulkane, so findet man, dass sie in einer mehrfach gekrümmten, einfachen Linie angeordnet sind, welche im Vulkane von S. Vicente auf die Hauptspalte treffen. Sollte sich die Vermutung von der Existenz eines alten Vulkans zwischen dem Guazapa und S. Diego bestätigen, so wäre die Zusammengehörigkeit all' dieser Vulkane zu einer besondern Spalte sehr wahrscheinlich gemacht. Wir würden demnach ausser der Hauptspalte noch eine im S. Vicente im spitzen Winkel auf sie stossende ältere Vulkanspalte, sowie eine vom Izalco aus in gekrümmter Linie nach dem Ipala streichende sehr junge Vulkanspalte haben, welche die alte Spalte im Suchitan kreuzen würde.«

6. Erdbeben.

Ein Erdsturz. Während der Weihnachtstage 1896 ist das in der Provinz Modena gelegene Dorf Sant' Anna Pelago von der Erde verschlungen worden. Mehr als hundert Häuser, Kirche und öffentliche Gebäude inbegriffen, sind mit ihrem gesamten Inhalte an Hab und Gut zerstört und gegen 1000 Menschen obdachlos geworden. Der Ort bildete einen Teil der Gemeinde Pieve Pelago und lag ungefähr 900 *m* hoch, nahe dem Kamme des Apennins, an dessen nordöstlichem Abhange. Das Ortsgebiet bedeckte eine

[1]) Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft 1893. 45. p. 59.

[2]) Zur Kenntnis der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala. (Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft 1894. 46. p. 131 ff.)

fruchtbare und anmutige Thalmulde im Gebiete des Gebirgsbaches Perticara, der sich in die Scoltenna ergiesst und weiter mit dem Panaro dem Po zuströmt. Hinter der ansteigenden Mulde erheben sich steil bis zu 1600 und 1800 *m* die Sandsteingipfel Spinhio, Saltello, Montalbano, Romacchio und Olmo. Die Form des Geländes weist auf frühere Einstürze und Rutschungen hin, von denen man zwar keine historische Kunde hat, deren Spuren sich aber in zahlreichen Seebecken oberhalb des Dorfes erhalten haben, die zum Teil nur nach starken Regengüssen sich mit Wasser füllen. Die in alten Zeiten geschehenen Bodenveränderungen werden schon in De Stefani's Buch über die Seen des nördlichen Apennins in Santi's Geschichtlichen Denkwürdigkeiten von Sant' Anna Pelago erwähnt; nur über die Ursachen war man nicht einig, der eine hielt sie für Wirkungen der Eiszeit, der andere für einfache Rutschungen des Sandsteinbodens. Sicher ist, dass das Dorf Sant' Anna noch nicht lange auf seiner unheimlichen Stätte stand; vordem war dieselbe mit Wald bedeckt, nach dessen Abholzung die Besiedelung erfolgte, wohl erst im 16. Jahrhunderte; die Errichtung des nunmehr versunkenen Kirchturmes fällt in das Jahr 1651. Der Untergang des Dorfes scheint eine Folge der übermässigen Durchdringung des Geländes mit Wasser zu sein, das keinen Abfluss fand und nach und nach den Abhang in einer Ausdehnung von mehr als 1000 *ha* unterwühlte. Die Katastrophe kündigte sich in der Nacht vom 21. auf den 22. Dezember an, indem einzelne Gebäude schwankten und Risse bekamen. Die Bewohner flohen entsetzt ins Freie und sahen in den folgenden Tagen hilflos mit zu, wie die Bewegung sich andern Häusern mitteilte, wie Mauer auf Mauer einstürzte und allen Hausrat mit in den weichenden Boden hineinriss. Heute ist die einst blühende Thalmulde auf der rechten Seite des Perticara-Baches auf 7 bis 8 *km* im Durchmesser ein einziges weites Grab von Hab und Gut der unglücklichen Bewohner, und der Druck der gewaltigen Erdbewegung ist so stark, dass das Bett des Baches und das jenseitige Ufer um mehrere Meter gehoben wurden.

Die Erdbebencentra der Insel Sicilien hat C. Sciuto-Patti untersucht[1]). Er kommt zu dem Ergebnisse, dass abgesehen vom Ätna drei Centra der Erdbeben auf der Insel Sicilien anzunehmen sind. Bei dem gewaltigen Erdbeben von 1693, welches auf Sicilien über 90000 Menschen tötete und bis nach Calabrien reichte, lag das Oberflächencentrum zwischen Francoforte, Lentini und Militiello und die grosse Axe der elliptischen Erschütterungskurve hatte die Richtung von NO—SW. Die Erschütterung ging wahrscheinlich von einer Spalte aus, deren Richtung auf Malta verläuft. Ein zweites Erdbebenzentrum liegt im Süden Siciliens bei Sciacca, das dritte im Nordosten und scheint von der Insel Vulcano abhängig.

---

[1]) Atti Accad. Gioenia di Sc. nat. Catania (4.) 9. p. 1 ff.

Das Erdbeben vom 12. bis 20. Juni in Vorder-Indien. Über dieses grosse Erdbeben liegen zunächst noch wenige Nachrichten vor. Eine Zusammenstellung derselben ergiebt folgendes[1]). Das Schüttergebiet erstreckte sich von Bombay im Westen bis an das grosse Knie des Brahmaputra im Osten und umfasste einen Länderstrich von ungefähr einer Million Quadratkilometern. Die Zeitdauer der ersten heftigsten Bewegungen scheint nicht viel über vier Minuten betragen zu haben, in denen die Häuser der meisten Städte zwar sämtlich stark beschädigt, aber doch nicht völlig zerstört wurden, nur wo die Erschütterungen des Bodens länger anhielten, trat eine vollständige Zertrümmerung der Gebäude ein. Dies war am meisten der Fall auf dem flachen Lande im Osten Bengalens, wo der Zusammenfluss des Ganges, Brahmaputra und Meghna ein sumpfiges Flachland geschaffen hat, und in der östlichen Provinz Assam, dem langgestreckten Berglande am mittlern Brahmaputra, wo ganze Dörfer von den Abhängen des Gebirges hinabglitten und vollkommen zerstört wurden. Hier ist das Erdbeben mit allen jenen bezeichnenden Begleiterscheinungen aufgetreten, die schon bei frühern Katastrophen im indischen Flachlande beobachtet wurden: donnerähnliches Getöse dringt aus dem Innern der Erde empor, wolkenbruchartiger Regen fällt an vielen Stellen, weit und breit öffnet sich der Boden in langen Spalten und Löchern, aus denen Sand und heisses Wasser bis 3 *m* hoch emporsteigt. Etwa 15 Stunden lang dauerte das Emporsteigen von Sand und Wasser aus diesen Öffnungen, bis Schlamm nachzudringen anfing und die Löcher und Spalten füllte. Grosse Schollen des Alluvialbodens sind bis zu einer Tiefe von 7 *m* abgesunken und haben das Landschaftsbild merkwürdig verändert. Der Verlust an Menschenleben ist zwar sehr gross, wäre jedoch noch viel grösser gewesen, wenn die Katastrophe bei Nacht erfolgt wäre, und die zerstörenden Erdrutsche nicht so langsam vor sich gegangen wären, dass die meisten Einwohner sich retten konnten. Der ganze Reichtum des Landes aber, vor allem der zukunftsreiche Theebau in Assam, wo bereits 90000 *ha* mit Theestauden bepflanzt waren, ist total vernichtet. Die Heftigkeit der Erschütterungen zeigten auch die Seismographen in Newport auf Wight und in Grenoble durch Diagramme aussergewöhnlicher Störungen an. Die Geschwindigkeit, mit der sich die Erdbebenwelle in der Erdrinde fortpflanzte, war ungeheuer; um $5^h\,5^m$ nachmittags begannen in Kalkutta (nach dortiger Zeit) die Stösse fühlbar zu werden, und um $11^h\,28^m$ vormittags desselben Tages wurden sie vom Wighter Seismographen verzeichnet, woraus sich, unter Berücksichtigung des Zeitunterschiedes von 90^0 Längenabstand, eine Geschwindigkeit von 10000 *km* in 23 Minuten oder von 7.25 *km* in der Sekunde ergiebt, was die grösste bisher berechnete Geschwindigkeit von 5.2 *km* (Charleston 1886) noch übertreffen würde. Die Ursache

[1]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 3. 9. Heft 1897. p. 533.

des Erdbebens scheint nicht in vulkanischen Vorgängen, sondern in tektonischen Störungen, wie sie am Rande von Kettengebirgen mit vorgelagerten Flachländern (z. B. auch in der Poebene) vorkommen, zu suchen zu sein.

Seismische und meteorologische Cyklen. E. Oddone kommt[1]) auf Grund der Aufzeichnungen über Erdbeben in Ligurien zu dem Ergebnisse, dass der 35jährigen meteorologischen Periode, welche Brückner nachgewiesen, eine ähnliche oder gleiche in bezug auf Erdbebenthätigkeit in Ligurien entspreche. Ein sehr zweifelhaftes Ergebnis.

Der Einfluss des Mondes auf die Häufigkeit der Erdbeben ist von C. G. Knott untersucht worden[2]). Die Ergebnisse führten zu folgenden Sätzen:

1. Es ist sichergestellt, dass die Erdbebenhäufigkeit in Japan einer Periodizität unterliegt, welche mit dem Mondtage zusammenfällt.
2. Die halbtägige Mondperiode zeigt sich am ausgesprochensten; sowohl bezüglich ihrer relativen Stärke, sowie der Regelmässigkeit, mit welcher in jeder der zwei Gruppen von Erdbeben-Distrikten ihre Phase mit der Zeit des Meridiandurchganges des Mondes zusammenfällt.
3. Es ist nicht sicher, ob die Ebbe und Flut des Meeres irgend einen Einfluss auf die Erdbebenhäufigkeit haben.
4. Man muss daher an einen direkten Einfluss der Flutkraft des Mondes bei seiner täglichen Schwankung denken als wahrscheinlichste Ursache des Ganges in der Häufigkeit, welcher übrigens sechs Prozent der mittlern Häufigkeit nicht übersteigt.
5. Es ist ferner sicher gestellt, dass sowohl bezüglich der Amplitude wie der Phase eine fünftägige Periodizität je nach Konjunktion und Opposition von Sonne und Mond besteht.
6. Es kann kein sicherer Schluss aus den augenscheinlichen monatlichen und vierzehntägigen Periodizitäten, welche mit dem periodischen Wechsel in der Distanz und Deklination des Mondes zusammenhängen, betreffs der einfachen Annahme gezogen werden, dass ausgesprochene harmonische Komponenten existieren, wenn man die statistischen Daten nach dem periodischen Wechsel in der Mondstellung relativ zur Ekliptik analysiert, und dass mit dieser besonderen Periode nicht Gezeitenkräfte direkt verbunden sein können.
7. Dessenungeachtet spricht der Betrag der Phase für die Annahme, dass eine thatsächliche Beziehung zwischen dem Wechsel in der Monddistanz und der Erdbebenhäufigkeit besteht, da die Maximalhäufigkeit nahezu auf die Zeit des Perigäums fällt.
8. Diese Untersuchungen haben in Vergleich zu frühern ähnlichen Untersuchungen insofern einen besondern Wert, da sie auf

[1]) Oddone, Cicli meteorici e cicli sismici. Pavia 1896.
[2]) Proceedings of the Royal Society 1897. 60. p. 457. Auszug in Meteorol. Zeitschr. 1897, p. 199 woraus oben der Text.

der sorgfältigen Statistik von vollen 7000 Erdbeben basiert sind, die innerhalb acht Jahren eintraten auf einem beschränkten Teile der Erdoberfläche, woselbst die Bedingungen für Erdbeben die gleichen oder doch ähnliche sind.

Horizontalpendel-Beobachtungen im Meridiane zu Strassburg[1]. Nach dem Tode von Dr. v. Rebeur-Paschwitz hat Reinhold Ehlert die von jenem begonnenen und zu einem vorläufigen Abschlusse gebrachten Beobachtungen am Horizontalpendel zu Strassburg wieder aufgenommen und während des Zeitraumes vom April bis November 1895 fortgeführt Er teilt dieselben im einzelnen mit und knüpft daran eine eingehende Diskussion. Zunächst untersucht er die tägliche Periode und kommt zu folgenden Sätzen:

»1. Die tägliche Periode wird zum Teil durch die Sonnenwärme erzeugt, welche die ihr zugewendete Erdhälfte ellipsoidisch auftreibt.

2. In verschiedenen Tiefen verspätet sich die Erscheinung in vorerst noch unberechenbarem Grade durch elastische Verzögerung.

3. Durch Ausdehnung der tiefern Schichten in spätern Stunden entsteht eine Asymmetrie bezüglich der Ebene, in welcher der Scheitelpunkt der Deformation und die Erdpole liegen; darauf beruht die Verspätung der östlichen Elongation.

4. Die Annahme 1. allein erfordert für m (Maximalbetrag der Lotschwankung in der Komponente des Meridians) und v (derselbe in der Komponente des I. Vertikals) jährliche Perioden, welche sich je nach der Breite bedeutend unterscheiden.

5. Die Verspätung von m und v im nördlichen Winter, die Verfrühung im Sommer rührt von der verschieden schnell entstehenden Aufwölbung der Erdoberfläche durch ungleiche Wärmemengen her; dagegen ist ein Teil der Verfrühung von v schon ein Erfordernis der Theorie allein.«

Die zweite tägliche Periode der Lotschwankungen erfolgt durch Anziehung des Mondes und besteht in einer Welle von halbtägiger Periode, indem der Mond, wie im Ozeane so auch an der Oberfläche des festen Erdkörpers eine Art Ebbe und Flut erzeugt. Die Grösse der Deformation oder der maximalen Niveaudifferenz findet Ehlert zu 470 *mm*.

»Neben diesen stetigen, langperiodischen Schwankungen der Erdoberfläche, welche selbst auf den Photogrammen nur durch Messung mit aufgelegter Quadratmillimeterteilung beobachtet werden können, giebt es auffällige, von v. Rebeur mit Recht in drei Gruppen eingeteilte Erscheinungen: die mikroseismischen Bewegungen, die Pulsationen und die Erdbebenstörungen. Dem äussern Anblicke nach kennzeichnet sich die erste Art durch zahlreiche, stets zur Normallage symmetrisch liegende Schwingungen, welche, noch bevor sie zur Ruhe gekommen sind, stets von neuem erregt werden. Kurz auf

---

[1] Gerland, Beiträge zur Geophysik. 3. p. 131 ff.

einanderfolgende Stösse von verschiedener, jedoch nie bedeutender Intensität sind die Ursache dieser oft tagelang andauernden Bewegungsform, welche man als »mikroseismische Bewegung« bezeichnet.

Scharf hiervon zu unterscheiden sind kurze Lotschwankungen, welche jedoch so allmählich eingeleitet werden, dass das Pendel niemals in Schwingungen gerät. In 2—8 Minuten vollzieht sich eine dieser ruhigen Wellenbewegungen, deren erste Hälfte fast immer eine längere Zeit beansprucht, als die letzte. Hier liegen also nicht Stösse zu Grunde, sondern allmählich eingeleitete Bodenbewegungen oder Spannungen, welche sich alsbald in kürzerer Zeit wieder auslösen. Diese »Pulsationen« beweisen schon dadurch ihre Eigenart, dass sie durch das Eintreten von Störungen erster und dritter Art in ihrer Ausbildung nicht behindert werden, vielmehr neben denselben ruhig fortbestehen. Denn man kann an günstigen Stellen hierbei den ungestörten Verlauf der Pulsationen trotzdem erkennen.

Zur dritten Gattung endlich gehören jene völlig abnormen, unregelmässigen Bewegungen, welche man ohne jeden Zweifel als Zeugen ferner Erdbeben, als Äusserungen vorbeieilender Erdbebenwellen anzusehen hat. Diese oft ausserordentlich intensiven, meist mit Versetzung der Gleichgewichtslage verbundenen, stundenlang anhaltenden Schwingungen werden daher als »Erdbebenstörungen« bezeichnet.«

Die Intensität der mikroseismischen Bewegung hat, wie schon v. Rebeur darthat, eine jährliche Periode, und Ehlert erklärt, dass der Wind als alleinige Ursache derselben anzusehen ist. »Die über die Erdoberfläche mit Reibung hinströmenden Luftmassen, welche, durch Unebenheiten aufgehalten, sodann wieder mit verstärkter Geschwindigkeit nachdrängen, erzeugen dadurch Stösse, welche um so heftiger sind, je grösser die Windgeschwindigkeit, und um so schneller aufeinander folgen, je rauher der Erdboden ist. In weichem Boden pflanzen diese Bewegungen sich langsamer, aber mit einer zu Anfang grössern Intensität fort, als in hartgefrorenem Boden, woselbst die Heftigkeit von vornherein eine viel geringere ist; dagegen ist in weichem Erdreiche die Ausbreitung einer Erschütterung, welche z. B. von einem punktuell wirkenden Windstosse herrührt, geringer und trägt einen lokalen Charakter, weil die Intensität hier sehr bald erstirbt.«

Die Unterscheidung, welche v. Rebeur zwischen mikroseismischer Bewegung und jenen langsamen Wellen macht, welche als Pulsationen bezeichnet werden, hat sich auch in Ehlert's Untersuchungen als wohl begründet gezeigt. »In der That erscheinen Pulsationen an sonst völlig ruhigen Stellen der Kurven, und die mikroseismische Bewegung tritt unabhängig von den Wellen auf. Anderseits kommt es vor, dass beide Bewegungen einander ablösen, so dass eine aus der andern hervorzugehen, und beide sich gegenseitig zu durchdringen scheinen, aber es muss festgehalten werden, dass die Unruhe

des Bodens ein Produkt des Windes ist, die Wellen aber eine hiervon durchaus unabhängige Erscheinung darstellen.«

Aus den Registrierungen ergiebt sich, dass das Maximum der Intensität auf Ende Oktober und Anfang November fällt, während von Anfang März bis Mitte September die Pulsationen völlig fehlen. Mitte November nimmt die Intensität merklich ab, um Mitte Januar und Anfang Februar noch einmal aufzuleben. Das Maximum der kurzen Wellen, deren Periode nicht grösser als 4^m ist, fällt in die erste Novemberwoche und sodann in die Mitte des Januar; das der längern Pulsationen dauert dagegen von Mitte Oktober bis Anfang November. Eine Zusammenstellung nach der Tageszeit ergab die sehr bemerkenswerte Thatsache, dass das Maximum gegen 14^h fällt und die Zeit von 8^h bis 16^h, also die Abend- und Nachtstunden, umfasst. Am Tage treten die Pulsationen sehr zurück.

»Eine weitere Diskussion«, sagt Ehlert, »scheint mit Rücksicht auf die fehlende Kenntnis der Pulsationen in der Richtung des ersten Vertikals noch verfrüht, doch wird es Interesse bieten, folgende kurze Betrachtung anzustellen, ohne damit irgendwie eine Erklärung geben zu wollen.

Zwar haben John Milne und v. Rebeur beobachtet, dass die Intensität der Pulsationen ungefähr der Veränderlichkeit der barometrischen Gradienten proportional sei, dass also eine rasche Änderung der Wetterlage für das Phänomen besonders günstig ist. Da schnelle Veränderungen der barometrischen Depressionen nun aber zu allen Jahreszeiten vorkommen, kann unmöglich hierin die Ursache für eine Erscheinung liegen, welche ausschliesslich an die Monate Oktober bis März gebunden ist. Man wird dazu gedrängt, nach einem kosmischen Grunde zu suchen.

Nehmen wir nun an, dass das Magma des Erdinnern eine gewisse Beweglichkeit relativ zu den nach oben hin mehr erstarrten Teilen der Kruste besitzt, so folgt daraus, dass überhaupt die beweglichern Teile des Erdinnern durch die Anziehung der Sonne von der Nacht- zur Tagseite der Erde hingedrängt werden, dass also bezüglich der Schattengrenze eine Asymmetrie durch Auflockerung einerseits und Verdichtung anderseits entsteht. Im Perihel muss daher dieser Unterschied zwischen Nacht- und Tagseite besonders gross werden, welcher als eine Folge der Sonnenattraktion stets dieselbe Lage zu der Sonne beibehält, während die Erde selbst über diese Asymmetrie hin rotiert.

Erzeugen nun in der That die Diskontinuitäten, welche bei der eintretenden Auflockerung entstehen müssen, in der Grenzzone Spannungen, welche sich alsbald auslösen, so ist klar, dass dieselben vor allem bei der Zunahme dieser Asymmetrie, also in der Zeit vor dem Perihel und noch während desselben auftreten müssen. Dieselben pflanzen sich nach oben hin fort und könnten in Form von Pulsationen zur Erscheinung kommen. Die Bewegung würde zwar wegen der Rotation der Erde vorwiegend ostwestlich gerichtet sein



Der thätige Kegel des Assó-san auf Kiu-shiu- (Japan) von N W.



Der südliche Teil des Kraters des thätigen Assó-san-Kegels aus West gesehen.

müssen, doch ist ohne Schwierigkeit einzusehen, dass auch Spannungen in andern Azimuten eintreten können. Unter diesen Voraussetzungen ist es nicht geradezu ausgeschlossen, dass die Pulsationen, da sie von Oktober bis Januar vorwiegend, und zwar zur Nachtzeit erscheinen, in ähnlichen Vorgängen ihre Ursache haben. Natürlich soll damit, da wir uns auf die Beobachtung der meridionalen Komponente beschränken mussten, etwas Bestimmtes durchaus nicht gesagt sein, aber auf die erwähnte Asymmetrie der Wellenformen, welche hier zu Gunsten spricht, soll doch noch besonders hingewiesen sein.« —

7. Inseln.

Die Insel Andö schilderte Dr. H. Reusch[1]). Sie ist die nördlichste der Lofoteninseln, erstreckt sich von Norden nach Süden 60 *km* lang in einer Breite von 15 *km*; das Innere der Insel ist gebirgig, während längs der Westküste und des grössten Teiles der Ostküste sich ein ansehnliches Flachland ausdehnt. Ungefähr in der Mitte der Insel zieht quer über dieselbe hinweg ein wohl 10 *km* breiter Gürtel von Flachland, das Küstenland der beiden Längsseiten verbindend. Etwas weiter südlich durchsetzt ein schmalerer Streifen den Gebirgszug, so dass dieser in drei Teile zerfällt. Eine eigentümliche Erscheinung dieser abgelegenen Insel bilden die unzähligen kleinen Teiche, welche über die Moore zerstreut sind; sie spiegeln den Himmel mit derselben Farbe wie die Meeresfläche, und man hat deshalb das Flachland der Andö, von oben gesehen, mit einem auf dem Ozeane schwimmenden alten braunen Teppich verglichen, der an vielen Stellen durchlöchert ist.

Dieses Flachland, ein Teil der norwegischen Strandfläche, besteht aus festem Gesteine, das allerdings mit Gras und Torfmooren bedeckt ist; dies beweisen zahlreiche niedrige Klippen, welche an vielen Stellen des Strandes, wo die Wellen alle losen Stoffe fortgespült haben, hervorragen. Das krystallinische Urgestein, welches den Felsgrund der Insel bildet, wird an einer einzigen Stelle durch eine kleine Partie Juraformation unterbrochen, eine in geologischer Hinsicht äusserst interessante Erscheinung, da das Urgebirge Norwegens, soweit bekannt, ausschliesslich den ältesten geologischen Perioden entstammt; es ist dies eine Schichtenfolge von Sandstein und Schiefer mit Kohlenlagern durchsetzt und durch Verwerfung in das Urgebirge hinab versenkt.

Der Ort der Insel, wo sich die Juraformation befindet, heisst Ramsaa. Die Oberfläche bietet nicht viel Bemerkenswertes; ein kleiner Fluss, Gaarselv, ergiesst sich hinaus auf den flachen Strand. Folgt man seinem geschlängelten Laufe etwa $^1/_2$ *km* aufwärts, so erblickt man hier und dort am Ufer einige niedrige Sandsteinklippen. Einst entdeckten hier die Bewohner in dem Sandsteine an der Fluss-

[1]) Naturen XX, Nr. 9, im Auszuge in Potonié's Wochenschrift 1897. Nr. 19. p. 225, wonach oben der Text.

mündung eine Kohlenschicht, die sie teils zum Hausgebrauche verwandten, teils auch weiter verkauften. Eine Probe davon wurde nach Tromsö gesandt, und 1888 wurden zur weitern Untersuchung auch Bohrungen vorgenommen. Das Resultat war, dass hier zwei Schichten von zusammen 1 *m* Dicke der wertvollen Gaskohlen vorhanden sind, die sich durch einfachen Betrieb gewinnen lassen.

Was die Gletscherverhältnisse betrifft, so sind in den neuern Ablagerungen keine Schliffe gefunden worden, allein das niedrigere Gebirge deutet in seiner Gestaltung auf ehemals vorhandene Gletscher, auch ist etwas Moränengrus im Flachlande vorhanden. Das höhere Gebirge dagegen zeigt die spitzen Formen der Lofoten und anderer nordischen Gebiete, welche nicht durch Gletscher erzeugt sein können. Das Inlandeis, welches in den innern und südlichern Gegenden Norwegens, z. B. um den Christianiafjord, eine zusammenhängende Decke gebildet hat, hat merkwürdigerweise hier nach der arktischen Zone nur Ausläufer ausgesandt, die den Senkungen des Terrains folgten. Die Küste muss zur Eiszeit ein Aussehen besessen haben ähnlich dem der jetzigen Ostküste Grönlands: eine nackte Gebirgsreihe, hier und da bedeckt von ewigem Eise und Schnee, und dahinter die gewaltigen Massen des Inlandeises, das seine Gletscherzungen vorwärtsschiebt.

Das Flachland der Andö spricht dafür, dass die Insel früher weit tiefer gelegen hat als jetzt, wahrscheinlich um ca. 50 *m*. Am Strande breiten sich Sand und Geröll in grosser Menge aus, Strandwälle bildend, die sich bis weit ins Land hineindehnen. Dieses ist im übrigen, mit Ausnahme eines Streifens von wenigen Metern bis 1 *km* Breite an der Küste und einiger Stellen in der Nähe des Gebirges, fast ein einziges zusammenhängendes Torfmoor, welches sich von Süden nach Norden ca. 40 *km* weit erstreckt in einer Breite von 3 *km* längs der Ostküste, die in der Mitte der Insel bis zu 10 *km* wächst. Kaum irgendwo in Norwegen giebt es ein Torfmoor von ähnlicher Ausdehnung. Die Tiefe des Moores ist nirgends bedeutend, meist erreicht sie nur 2—3 *m*, nur zuweilen 7 *m*; der Torf aber ist im allgemeinen ein ganz vorzügliches Brennmaterial. Häufig enthält er Stämme von Birken, die jetzt nur als niedriges Buschwerk am Fusse des Gebirges vorkommen, auch ist ein Stamm Nadelholz gefunden worden.

Die Oberfläche der teils mit Moos, teils mit Halbgräsern bewachsenen Torfmoore bietet eine eigentümliche Erscheinung: hier und da verstreut befinden sich nämlich einzelne Teiche stehenden Gewässers von einigen Metern Durchmesser bis zu solchen von mehrern 100 *m* Länge, während ihre Tiefe nicht mehr als $^1/_2$—2 *m* beträgt; die flachern derselben sind zuweilen leer. Die vielfach gebuchteten Ränder sind fast senkrecht, Boden und Seitenwände bestehen aus Torf; besonders, wo frisches Moos am Rande, sind die Ufer überhängend, im allgemeinen jedoch frei. Oft sind es nur schmale Streifen Landes, welche die einzelnen Teiche voneinander

trennen. Hauptsächlich sind die Moosmoore von ihnen durchsetzt, doch sind auch mehrere in den Grasmooren vorhanden, vermutlich an solchen Stellen, wo früher Moosmoore sich befanden. Die Grasmoore entstehen, wo das Wasser nicht ganz still ist, sondern eine geringe Strömung besteht. Durch die unterspülende Wirkung des Wassers bilden sich trichterförmige Senkungen der Oberfläche, welche deutlich in einer Reihe liegen und kein Wasser enthalten, da dieses unten wieder abfliesst.

Die Insel Kreta. Eine gründliche Studie über die geographischen Verhältnisse und die Besiedelung dieser Insel auf Grund der besten Quellen und eigener Anschauung gab Dr. E. Fabricius[1]). Folgendes ist daraus hier hervorzuheben: »Nahezu das gesamte Areal der Insel ist von Gebirgen eingenommen, auf deren 2000 bis 2500 *m* hohen Gipfeln in Mulden und beschatteten Felsriffen einzelne Schneemassen trotz der südlichen Lage Kretas zwischen 34° 55′ und 35° 41′ nördl. Br. die Sommerhitze überdauern.

Von Tiefebenen giebt es nur eine einzige von grösserer Ausdehnung, die Messará, auf der Südseite des mittlern Teiles der Insel. Sie ist 35 *km* lang, durchschnittlich 6 *km* breit und wird durch einen schmalen, aber hohen, äquatorial gerichteten Gebirgszug, der heute Kóphinos heisst (1143 *m*), von der Südküste getrennt, besteht aber keineswegs aus einer völlig ebenen Fläche, sondern senkt sich von der Mitte aus, wo die Wasserscheide zwischen den beiden sie entwässernden Flüsschen liegt, nach beiden Seiten mit einer Neigung von 1—2%. Im Nordosten steht mit ihr die kleine Ebene Pediás in Verbindung, die zwar eigentlich zu den Hochplateaus der Insel gehört und, soweit das Wasser nicht überhaupt vom Kalkstein des Bodens aufgesogen wird, sowohl nach Norden wie nach Süden Abflüsse hat, aber wegen ihrer verhältnismässig geringen Höhenlage hierher gerechnet werden mag. Ihre Fläche beträgt höchstens 13 *qkm*. Im übrigen besitzt nur die Nordküste kleine Alluvialebenen, deren bedeutendste und fruchtbarste, die Ebene von Chanía, den Isthmos zwischen dem gleichnamigen Golfe und der Sudabai bildet. Sie ist etwa 8 *km* lang, und ihre grösste Breite beträgt noch nicht 5 *km*. Rechnet man endlich noch den westlich sich daran anschliessenden, etwa gleich grossen flachen Thalgrund des Plátanos-Flüsschens hinzu, die Ebene von Alikianú (ca. 70 *m*), so erhält man allerhöchstens 300 *qkm* Tiefebene, d. h. noch nicht $3^1/_2$% des Gesamtareals der Insel von 8591 *qkm* (Strelbizky).

Schwieriger ist es, das Verhältnis von Hügelland und eigentlichem Berglande festzustellen. Grössere Gebiete, in denen die Höhen 500 *m* nicht übersteigen, und die Neigung der Thalgehänge den Anbau von Getreide oder wenigstens von Wein und Öl im allgemeinen zulassen, sind, wenn man von der Messará absieht, nur auf der Nordseite der Insel vorhanden: das Hinterland des Golfes

[1]) Hettner's geograph. Zeitschrift. 3. p. 361—371.

von Kísamos im Nordwesten, das sich wie der Zuschauerraum eines antiken Theaters gegen die Meeresbucht öffnet, der grössere Teil der Bezirke Kydonía und Rethýmni an den Golfen von Chania und Almyrós, der kleinere von Apokóronas und der Halbinsel Akrotíri zu beiden Seiten der Sudabai, das Gebiet des Mylopótamos zwischen Rethýmni und Iráklion (Kandia), ferner die um Iráklion gelegenen Bezirke Malevízi, Témenos und Pediás, endlich der Isthmos von Jerápetros, die schmalste Stelle Kretas am Golfe von Merabéllon. Aber alle diese Gebiete, die bei weitem noch nicht die Hälfte der Insel bilden, sind von tiefen Thälern durchfurcht und durch hohe Kämme oder vielverzweigtes Bergland voneinander geschieden. Es sind zumeist die Teile der Insel, die nach Raulin's geologischer Karte der jüngsten Tertiärformation angehören.

Mittel- und Hochgebirge ist also in Kreta die vorherrschende, den Charakter der Insel bedingende Bodengestalt. Es nimmt vorzugsweise den südlichen Teil ein. Wenn man von der Messará- und der Kóphinoskette absieht, liegt die Axe der grössten Erhebung durchschnittlich nur etwa 10 *km* von der Südküste entfernt, und in der Westhälfte der Insel bespült das libysche Meer vielfach den Fuss von 7—800 *m* hohen Felsgehängen. Unter dem Meeresspiegel aber fällt hier der die Insel tragende Sockel so steil ab, dass durchschnittlich die 500 Meterlinie nur 5, die 1000 Meterlinie nur 10 *km* von der Küste entfernt liegt.

Denkt man sich also den Meeresspiegel um 300 *m* gehoben, so wäre allerdings der Isthmos von Jerápetros überflutet und die Ebene Messará in einen Meeresarm verwandelt, aber nur die nördliche Hälfte der Insel in eine Menge kleiner Inseln und Halbinseln aufgelöst, die Südhälfte hingegen bliebe noch als zusammenhängendes Ganzes bestehen, und selbst die Linie der Südküste wäre nur stellenweise unterbrochen oder verschoben. Erst nach einer Versenkung von 6—700 *m* würde Kreta als Gruppe von vier noch immer hochragenden, in westöstlicher Richtung ihrer Grösse nach aufgereihten Inseln mit einer Masse zumeist nördlich davon gelegener kleiner Eilande erscheinen.

Vier Hauptgebirge heben sich also nach Höhenentwicklung und Umgrenzung von einander ab, die Weissen Berge im Westen und das Idagebirge oder Psiloríti in der Mitte der Insel, beide fast 2500 *m* hoch, die Gebirge von Lasíthi und Sitía im Osten, deren Höhen rund 2000 und 1500 *m* betragen. Zwischen den letztern fällt die Wasserscheide ab, die drei höhern Gebirgsgruppen sind dagegen durch minder scharf abgegrenzte Züge von beträchtlicher Höhe innig miteinander verwachsen. Die niedrigsten Pässe, über die man von einem Meere zum andern gelangen kann, sind zwischen den Weissen Bergen und dem Ida allerdings nur wenig über 500 *m* hoch, zwischen Ida und Lasíthi sogar nur etwa 380 *m*, die mittlere Kammhöhe ist jedoch bedeutend grösser. Im Südwesten der Insel schliessen sich endlich an die Weissen Berge weitere Kämme an,

deren Gipfel immer noch bis zu 1100 und 1200 *m* ansteigen und die Knoten für die Abzweigungen weiterer, kleinerer und grösserer Äste bilden.

Das Hochgebirge besteht fast ausschliesslich aus verkarstetem Kalk, und in allen Teilen der Insel finden sich die eigentümlichen Erscheinungen der Karstbildung, die völlig abgeschlossenen kesselartigen Hochebenen mit ihren unterirdischen Wasserabflüssen, den sogenannten Katavothren, in Kreta Chóni geheissen, plötzlich von der Oberfläche verschwindende Bäche, tief eingeschnittene Erosionsschluchten und zahlreiche Höhlen.

Die Kesselthäler liegen in sehr verschiedener Höhe und sind von ganz ungleicher Ausdehnung. Von den bedeutendern hat das Nidafeld auf der Ostseite des Philoritis 1400 und der Omalós in den Weissen Bergen 1000 *m* Seehöhe, beide haben ungefähr 4 *km* Durchmesser, sind von steilen Kämmen und Felsgraten umschlossen, ohne oberirdischen Wasserabfluss, schwer zugänglich, beide nur im Sommer kurze Zeit bewohnt, aber treffliche Weidegebiete, und beide, namentlich aber der Omalós, berühmt als Zufluchtsorte in den Zeiten der Aufstände. Auf dem Omalós wird auch etwas Sommergerste gebaut.

In den Weissen Bergen sind weiter die Hochthäler von Askýphu, Anópolis und Kallikrátis zu nennen, gleichfalls schwer zugängliche Karstkessel, in denen aber doch ein Drittel aller in ihrer Heimat sesshaften Sphakioten wohnt. Sie liegen sämtlich, wie auch die kleinern, unbewohnten Karsttrichter der Weissen Berge, südlich der Wasserscheide, die infolge der verhältnismässig geringen Schartung des fast durchweg über 2000 *m* hohen Kammes vom Norden gesehen sich als mächtige, zinnengekrönte Mauer darstellt. In der That bildet dieser Kamm die gewaltige natürliche Feste, an deren Thoren die christlichen Kreter so oft um ihre Freiheit gekämpft haben. Nur zwei Zugänge führen von Norden in die Weissen Berge hinein.

Das Gebirge ist nicht bloss wegen der wallartigen Scheidewände seiner isolierten Hochthäler unwegsam, sondern es ist ganz besonders durch zahlreiche tiefe Erosionsschluchten zerklüftet, so dass man oft, um von einem Plateau zum andern, von einer Ortschaft zur nächsten zu gelangen, auf endlosen Zickzackpfaden mehrere hundert Meter tief hinabsteigen und an der gegenüberliegenden Thalwand wieder hinaufklimmen muss.

Ähnlich ist der Charakter der übrigen Hochgebirge. Auch um die Nidaebene gruppieren sich weitere Hochthäler und Schluchten, und das ganze Gebiet zwischen den Weissen Bergen und der Idagruppe, die Bezirke Agios-Vasílios und Amári, besteht aus einem wahren Mosaik von isolierten Thalbecken, die zwar oberirdische Wasserabflüsse haben und zu je drei oder vier unter sich und mit dem Meere in Verbindung stehen, dafür aber noch mehr zerklüftet sind, als die völlig geschlossenen Kesselthäler mit ihrem flachen Alluvialgrunde.

Ebenso deutlich wie im Westen treten die Karsterscheinungen im Lasíthigebirge hervor. Es stellt sich wie eine aufgewölbte Platte dar, auf der hohe Kämme mit steilen Abhängen aufgesetzt sind und ein förmliches Netz bilden. Wie aus lauter Zellen zusammengesetzt nehmen hier die isolierten Hochthäler die ganze Breite der Insel ein. Das grösste von ihnen, die in der Mitte gelegene eigentliche Lasíthiebene, ist über 13 *km* lang und fast halb so breit, liegt 866 *m* über dem Meere und wird von einem hohen Gebirgswalle völlig umschlossen, dessen tiefste Scharten das Niveau der Ebene immer noch um 100 *m* überragen, während die turmartigen Gipfel, die Knoten, an denen die Wandungen der andern Zellen ansetzen, sich bis über 2000 *m* erheben. In diesem Kessel wohnen auf 17 Dörfer verteilt gegenwärtig über 5000 Menschen.

Der ungleichen Verteilung des Hochgebirges auf die Nord- und Südseite der Insel entspricht die Küstenbildung Kretas. Die Insel ist nur auf der Nordseite reich gegliedert, besonders im Westen, wo drei hochragende Halbinseln, die Golfe von Kisamos und Chania umschliessend, weit in das Ägäische Meer hinein vorgeschoben sind, wo die dritte, die Halbinsel Akrotiri, mit der Steilküste des Vorgebirges Drápano die nach Osten sich öffnende berühmte Sudabai umschliesst, und wo die Bucht von Almyrós, dem Einschnitte zwischen den Weissen Bergen und dem Idagebirge entsprechend, sich der Südküste bis auf 20 *km* nähert und damit die Insel fast auf die Hälfte ihrer durchschnittlichen Breite einschnürt. Auch im Osten, wo dem Einschnitte zwischen Lasíthi- und Sitiagebirge entsprechend der tiefe Golf von Merabellon mit der Südküste den nur 12 *km* breiten Isthmos von Jerapetros bildet, die Bucht von Sitia nach Nordosten sich öffnet, und zahlreiche kleine Eilande Kap Sídero, die merkwürdig zerrissene Nordostspitze Kretas, umlagern, teilt die Nordseite der Insel den Charakter der meisten reichgegliederten Küsten des Ägäischen Meeres. Der mittlere Teil der Nordküste endlich ist wenigstens durch die flachen Buchten von Rethýmni, Iraklion und Mália belebt. Die Südküste hingegen verläuft in zwei äquatorial gerichteten Linien, die in der Mitte durch ein kurzes, senkrecht dazu gerichtetes Stück verbunden sind, und bildet somit nur einen grössern Golf, die nach Südwesten geöffnete Bucht von Messará. Hier am Ausgange der gleichnamigen Ebene befindet sich auch der einzige flache Ufersaum von grösserer Ausdehnung, den die im übrigen schwer zugängliche Südküste Kretas besitzt, während auf der Nordseite in den erwähnten Golfen und Buchten mehr oder minder ausgedehnte, flache, sandige Uferstrecken, die sonst auch hier vorherrschende steile Felsküste unterbrechen. Die Küstenbildung der Schmalseiten endlich gleicht im allgemeinen mehr der Südseite; auch hier, namentlich aber auf der Westseite, sind die Ufer zumeist steil, mehr zerrissen und zerklüftet, als geöffnet und gegliedert.

Kreta würde wegen seiner für die Schiffahrt im allgemeinen wenig günstigen Küstenverhältnisse für seebeherrschende Mächte kein

verlockender Besitz sein, wenn nicht die Sudabai wäre. Sie gehört zu den wichtigsten Häfen des Mittelmeeres. Der etwa 15 *km* tiefe Golf wird durch ein Kap, heute Kalámi genannt, das in der Mitte des südlichen Ufers vorspringt, in zwei Hälften geteilt, während gerade gegenüber die erwähnten beiden kleinen Eilande liegen, so dass nur eine $1^1/_2$ *km* breite Wasserstrasse dazwischen frei bleibt. Der innere Teil des Golfes hat die Form einer Ellipse, ist etwa 22 *qkm* gross und von bedeutender Tiefe (bis 123 Faden), ein herrliches Wasserbecken, in dem die grössten modernen Kriegsschiffe, ja ganze Flotten ausreichend Platz und bei jeder Witterung vollkommen Schutz finden. Denn auf der Nord- und Nordwestseite erhebt sich wie eine hohe schützende Wand die Steilküste von Akrotiri, und im Süden steigt über der Mitte der Bai das Maláxagebirge überaus schroff bis zu 623 *m* Höhe auf, während der Ostwind sich an Kap Drápano und den Sudainseln bricht. Allerdings sind deshalb auch die Ufer der Bai im Norden und Süden felsig und steil, aber an der Südwestseite schliesst sich die schöne und fruchtbare Ebene von Chanía an.

Durch Entwaldung ist die Bodenbeschaffenheit schwer geschädigt, die Humusdecke ist zerstört, zwei Drittel des Landes sind öde, dürre Steinflächen. Von Mitte März bis Mitte Oktober kommen in Kreta niemals andauernde Niederschläge vor, und zwischen Mai und September gehört Regen zu den grössten Seltenheiten. In den Wintermonaten dagegen ist das Umgekehrte der Fall. Anfang November 1884 hat Verf. selbst im mittlern Teile der Insel Regengüsse von erstaunlicher Dauer und Heftigkeit erlebt. Nachdem bereits Ende Oktober wiederholt Niederschläge stattgefunden hatten, die man bei uns als Wolkenbrüche bezeichnet haben würde, begann es am 7. November vormittags zu regnen und regnete fast ohne Unterbrechung, meistens in Strömen, bis zum 12. November nachmittags, mehr als 120 Stunden lang! Vielfach stürzten die Häuser ein, die Olivenernte wurde schwer geschädigt, ganze Berghalden gerieten in Bewegung, und weithin war die See von den Erdmassen getrübt, welche die zu Strömen angeschwollenen Flüsschen und Bäche ins Meer führten. Die ältesten Leute erinnerten sich allerdings nicht, eine solche »Sintflut« erlebt zu haben, aber andauernde Regen sind doch auf Kreta im Winter keine Seltenheit.

Für die Oberfläche freilich ist diese Feuchtigkeit zumeist verloren, weil das Wasser entweder innerhalb einiger Stunden abfliesst oder in dem verkarsteten Kalk verschwindet. Nur im Tertiärgebiete und namentlich in den Westbezirken Enneachoria und Selynon, wo der Boden aus Talkschiefer besteht, ist es besser. Sonst sind die kretischen mit dem Quellenreichtume unserer Gebirge auch nicht entfernt zu vergleichen, und allein dem Umstande, dass im Hochgebirge der Schnee bis in den Sommer hinein liegen bleibt, ist es zu verdanken, dass manche Quelle nicht gänzlich versiegt, und manches Flüsschen nicht gänzlich austrocknet, dass Äcker und Fruchtgärten, die sonst verdursten würden, bewässert werden können.«

Die griechischen Inseln des Ägäischen Meeres schildert auf Grundlage eigener Anschauung Prof. A. Philippson[1]). »Ein gebirgiges Festland, das noch in junger geologischer Vergangenheit, noch im Pliozän, an der Stelle des jetzigen Ägäischen Meeres Klein-Asien und Griechenland verband, ist hier in Brüchen zertrümmert und in die Tiefe gesunken. Indem das Meer dieses zerbrochene und gesunkene Gebirgsland überspülte, machte es die tiefen Einbrüche zu Meeresbecken, die Senken und Thäler zu Golfen und Buchten, die Höhenzüge und Gipfel zu Halbinseln und Inseln und schuf so aus einem Gebirgslande den reichgegliederten Archipel. Die Inseln dieses Meeres sind also die Gipfel eines versunkenen Gebirges.

Welcher Art und welchen Baues war dieses Gebirge? Das ist eine wichtige, aber bisher noch sehr wenig geklärte Frage, deren Lösung uns erst Aufschluss geben wird über den Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Gebirge und uns damit überhaupt erst dem Verständnisse des geologischen Baues dieser Länder näher bringen wird. Wir sehen die Faltengebirge Griechenlands mit östlichem Streichen an der Westküste des Ägäischen Meeres abbrechen; wir sehen andere gefaltete Gebirge mit nördlichem bis nordöstlichem Streichen die Westseite Klein-Asiens erfüllen. In welcher Weise verbanden sich einst diese Gebirge über die Stelle des Ägäischen Meeres hinweg miteinander?

Werfen wir zunächst einen Blick auf die Anordnung der Höhen und Tiefen, der Inseln und Becken in diesem zertrümmerten und versunkenen Gebiete des Ägäischen Meeres, wie sie sich auf der (vom Verf.) nach den Tiefenmessungen der Britischen Admiralität und der jüngsten österreichischen Expedition zur Erforschung des östlichen Mittelmeeres gezeichneten Karte darstellen.

Wir sehen da zunächst an der Nordküste, die im östlichen Teile, in Thrakien, einfach, im westlichen Teile, in Makedonien, durch die Halbinsel Chalkidike ungemein unregelmässig gestaltet ist, einen Flachseeboden, auf dem die beiden thrakischen Inseln, Thasos und Samothrake, abgegliederte Stücke des benachbarten thrakischen Festlandes, aufsitzen. Dann folgt eine bis über 1000 *m* tiefe, von SW nach NO gestreckte Rinne: das nordägäische Tiefbecken. Jenseits desselben erstreckt sich vom Ausgange des Hellespontes ein Flachseeboden nach W vor mit den Inseln Imbros, Lemnos, Hagiostrati und Tenedos, die wir als hellespontische Inselgruppe bezeichnen können, und die ihrer Lage und Natur nach, ebenso wie die Halbinsel von Gallipoli, mehr zu Klein-Asien als zu Thrakien gehören. Demgegenüber läuft von der Südostspitze Thessaliens eine schmale, mit einer Inselreihe, der Skópelos-Gruppe, besetzte Schwelle nach NO. Zwischen beiden führt eine Pforte in ein verhältnismässig weites, zusammenhängendes, mässig tiefes Becken, das wir

[1]) Verhandlgn. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin 1897. **24.** p. 264 u. ff.

als das mittelägäische bezeichnen können. An ihm liegt im W die lange Küsteninsel Euböa, im O die Küsteninseln Lesbos und Chios. Der im nördlichen Teile 200—500, im südlichen Teile 500—1000 *m* tiefe Boden des Beckens zeigt unregelmässige Vertiefungen (einige über 1000 *m* tief) und Erhöhungen: die Inseln Skyros, Psará und einige kleine Klippen sowie mehrere unterseeische Bänke erheben sich mitten aus dem Becken.

Den südlichen Abschluss dieses Beckens bildet ein bis 150 *km* breites, von zahllosen Inseln besetztes Plateau von weniger als 500 *m* Meerestiefe, das sich in einem nach N geöffneten Bogen von Attika und Euböa nach Klein-Asien hinüber erstreckt. Auf diesem Plateau liegt der Inselschwarm der Kykladen und Sporaden, zwei Gruppen, die von Natur eng verbunden, nur durch einen ziemlich schmalen, inselarmen, aber nicht inselfreien Meeresstreifen äusserlich geschieden werden. Nur in diesem Streifen, den man als Grenze zwischen Europa und Asien ansieht, sinkt der Meeresboden stellenweise über 500 *m* hinab.

Nun folgt im S das ebenfalls halbmondförmig gekrümmte südägäische Tiefbecken, das sogar Tiefen über 2000 *m*, aber auch einige vereinzelte Eilande aufweist, dann der grosse Inselbogen Kythira — Kreta — Rhodos, der, von Griechenland bis Klein-Asien reichend, den Abschluss des Ägäischen Meeres gegen das offene Mittelmeer bildet. Grosse zusammenhängende, 3000—4000 *m* betragende Tiefen treten von S her dicht an den Inselbogen heran. Dieser Inselbogen liegt zwar auf einer gemeinsamen Bodenschwelle, die aber zwischen den einzelnen Inseln Tiefen von mehr als 500 *m* aufweist.

Zwischen mehrern grossen, von unregelmässigen Vertiefungen durchsetzten Becken, aus denen sich auch einige isolierte Inseln erheben, verlaufen also drei grosse mit Inseln besetzte Bodenschwellen von Griechenland nach Klein-Asien hinüber. Es fragt sich aber, ob diese Bodenschwellen Gebirgszügen des Faltengebirges entsprechen, oder ob sie in ihrem Verlaufe nur durch die unregelmässigen Einbrüche bedingte und aus dem Faltengebirge ausgeschnittene Stücke darstellen, in sich also aus Teilen verschiedener Gebirgszonen bestehen, die in ihrem Verlaufe nicht mit demjenigen der Bodenschwellen und Inselreihen übereinstimmen.«

Über diese Frage äussert sich Prof. Philippson wie folgt: »Wir wissen, dass die krystallinischen Gebirge Thessaliens im Bogen nach der Chalkidike und Thrakien fortsetzen, und dass auch die beiden thrakischen Inseln Thasos und Samothrake der grossen krystallinischen Masse angehören, welche die ganze östliche Balkanhalbinsel südlich vom Balkan einnimmt. Wir wissen, dass die Kreideketten des östlichen Mittel-Griechenlands im Bogen nach O streichen, sich dann auf Euböa vor der krystallinischen Masse Attikas und Süd-Euböas nach NO wenden. Nun sehen wir aber, dass sie sich nicht etwa mit der gleichen Richtung in das Ägäische Meer fortsetzen,

sondern dass sie sich in Skyros und der Skópelosgruppe nach N wenden. Sie können also mit dieser Richtung keineswegs Klein-Asien erreichen, sondern scheinen gegen den Athos hin zu verlaufen. Merkwürdigerweise tritt auf Lemnos ein Stück eines östlich streichenden Schiefergebirges auf, das wir noch nicht unterzubringen wissen.

Die Faltenzüge, die nach SSO durch den mittlern Peloponnes streichen, finden unzweifelhaft ihre Fortsetzung in dem Inselbogen von Kreta und erreichen Klein-Asien mit NO-Streichen in Lykien. Zwischen ihnen und jenen nach N abgelenkten Faltenketten Mittel-Griechenlands breitet sich nun die grosse krystallinische Masse der Kykladen, Attikas und Euböas aus, ein fester Keil, um den sich jene beiden Faltenzüge teilen. Wie weit sich diese krystallinische Masse nach N erstreckt, wissen wir nicht genau, da die Zusammensetzung der Inseln H. Strati und Psara unbekannt ist. Im S findet sie ihre Grenze in der sedimentären Faltenkette von Amorgós, die wahrscheinlich an der Westküste Klein-Asiens ihre Fortsetzung findet, indem sie sich ebenfalls nach N umbeugt. Diese Westseite Klein-Asiens ist, soweit man sie bisher untersucht hat, von gefaltetem Gebirge aus krystallinischen, paläozoischen, Kreide- und Eozänschichten aufgebaut, die sämtlich N bis NO streichen. Sie sind durch jene krystallinische Masse des Ägäischen Meeres, die in vieler Beziehung an die alte tyrrhenische Masse erinnert, von dem griechischen Faltengebirge getrennt und haben mit diesem nur im S derselben unmittelbar zusammengehangen.«

St. Helena. Auf Grund seiner Untersuchungen schildert Dr. P. Grosser die Entstehung und Bildung dieser Insel[1]. »Als aus dem tiefen Grunde des Meeres emporwachsend die Insel auftauchte, wurden aus ihrem Krater die grossen Mengen loser Auswurfsmassen und die wenigen Lavaströme gefördert, welche jetzt tief im Sandy-Bay-Kessel aufgeschlossen liegen. Erst nachdem sie einige hundert Meter den Meeresspiegel überragte, begann eine ruhigere vulkanische Thätigkeit, vermöge welcher im Laufe langer Zeiten unzählige Lavadecken sich nach allen Seiten hin ausbreiteten. Wahrscheinlich waren an den Flanken des Berges parasitische Kratere, z. B. am High Knoll, um welche die Laven des Hauptkraters herumflossen, und deren lose Auswurfsmassen (event. auch Laven) allmählich ganz bedeckt wurden. Man kann sich die damalige Form der Insel im ganzen als eine leicht gewölbte Kuppe vorstellen mit radialen, teils durch die einzelnen Lavaströme, teils durch Erosion gebildeten Rillen, deren Existenz durch ein schönes Beispiel im Jamesthale belegt wird, wo man ein altes Thalbett mit losen und festen Auswurfsmassen erfüllt unterhalb Briars aufgeschlossen findet.

[1]) Gaea 1897. p. 82 u. ff.

Ausser dem einen bezeichneten Hauptvulkane existierte ein zweiter kleinerer im NO. Das Innere, der ältere Teil dieses Vulkanes, ist ebenfalls aus losen Massen, und zwar in einem auffallenden Durcheinander aufgebaut. Die Laven, welche dies bedecken, sind im N, am Barn und Flagstaff Hill, im Gegensatze zu den übrigen Inselteilen mit dem steilen Gefälle von rund 25^{0} hinabgeflossen, für dessen Erklärung viele Hypothesen, aber keine Beweise möglich sind.

Wie dieser Kraterberg von unzähligen Gängen durchsetzt wurde, so auch der Hauptvulkan. An den Aussenseiten desselben sind sie naturgemäss seltener, sei es, dass sie parasitische Kratere speisten, sei es, dass sie garnicht bis zur Oberfläche drangen. Um die Achse herum bilden sie dagegen ein grosses Gewirre, die Kanäle, welche das feurigflüssige Innere mit dem Krater verbanden. Sie sind aber nicht, wie Reyer in seiner klassischen Arbeit von den Euganeen beschrieben hat, radial um die Achse angeordnet, sondern von mehr oder weniger parallelem, nordöstlichem Verlaufe, dem auch die Anordnung vom Hauptkrater und dem nordöstlich davon gelegenen entspricht. Ob diese im kleinen beobachtete Richtung grössere Schlussfolgerungen bezüglich der Lage St. Helenas und der Inseln des Golfes von Guinea bis zum Kamerunberge erlaubt, ist mindestens von dem Verlaufe der Gänge dort abhängig. Jedenfalls steht aber fest, dass sich im Baue St. Helenas keine Beziehungen zu dem benachbarten Aszension auffinden lassen.

Eine interessante Thatsache ist die, dass die vulkanische Thätigkeit St. Helenas aufhörte, als in der Beschaffenheit des Magmas eine tiefgreifende Änderung vor sich ging. War dasselbe im grossen und ganzen basaltisch, so wurde es am Schlusse trachytisch. Von dieser Periode sind nur wenige, aber meist sehr mächtige Gänge erhalten. Der wichtigste davon, in der Form eines gewaltigen Gangstockes, ist der Scott Hill, der sich als die Halskuppe, als der am Kraterboden eingefrorene Stiel herausstellt. Er und alle ihn umgebenden, überall nach aussen abfallenden Schichten zeigen weiter das Interessante, dass der Krater von dem frühesten Alter seiner Thätigkeit, in das wir einen Einblick haben, bis zum Erlöschen des Vulkans, stets auf derselben Stelle war.

Heute ist von vulkanischen Äusserungen nichts mehr zu merken. Von dem einst hohen feuerspeienden Berge sind gewaltige Massen abgetragen, in seine Oberfläche tiefe Furchen eingeschnitten, an seiner Küste haben die brandenden Wellen genagt. Im Sandy-Bay-Kessel sehen wir tief in sein Inneres, lesen wir am deutlichsten seine Geschichte. Ob diese Caldera ausschliesslich ein Produkt der entblössenden Macht des Wassers ist, ob andere Kräfte die Zerstörung eines grossen Teiles der Südhälfte des Vulkans und die Aushöhlung des Sandy-Bay-Kessels eingeleitet haben, ist schwer zu sagen. Die Wände des letztern, mit treppenförmigen Vorsprüngen an der Grenze verschiedener Schichten, zeigen jedenfalls sehr mächtige Erosionswirkungen an.«

Die Korallenriffe der samoanischen Küste sind von Dr. A. Krämer untersucht worden[1]). Die Samoainseln liegen zwischen 168° und 173° westl. L. und $13^1/_2$ bis $14^1/_2$° südl. Br. Sie bilden eine Inselreihe, welche von NNW nach OSO zieht und aus fünf Teilen besteht: Savai'i, Upolu, Tutuila, Manu'a und Rose-Atoll. Sie nehmen von W nach O an Höhe und Grösse ab. Das ganze Gebiet beträgt 2787 *qkm*, wovon 1707 allein auf Savai'i entfallen. Ganz aus vulkanischem Gesteine bestehend, sind diese Inseln vom Strande bis zu den höchsten Bergspitzen (ca. 1600 *m*) mit üppigem Grün bedeckt, so dass sie vom Meere aus einen überaus lieblichen Anblick gewähren.

Der Beschreibung und Benennung der samoanischen Riffe legt Dr. Krämer eine Unterscheidung von fünf Riffarten zu grunde, die er in folgender Weise beschreibt.

a) Korallenbank, bei den Engländern patch oder shoal, Kegelriff, bei Walther »pelagisches Riff« genannt, bei Ortmann »Flachseeriff«, ist ein isolierter Korallenfelsen, oft nur wenige Fuss im Durchmesser haltend, säulenförmig, welcher im stillen Hafenwasser meist nur da gedeiht, wo eine grössere Riffanlage wegen der Sandabfuhr der Strandriffe unmöglich ist. Baumförmig emporwachsend und sich ausbreitend, nach oben zusammenstossend und verklebend, sind diese im allgemeinen die Bildner jeglicher Riffanlage. In See kann eine kleine Bank die Oberfläche nie erreichen; sie bleibt daselbst stets mindestens 2 *m* unter derselben. Im Hafen kommt sie bei mittel Niedrigwasser nur dann zur Luft, wenn sie noch von geringer Dünung bespült wird. Grössere Bänke und Schuttflächen können, wenn im Schutze der Küste gelegen, als Barrieren aufgefasst werden, in offner See sind sie als kleine unvollkommene, versandete Atolle zu betrachten. Hafenbänke sind an zahlreichen Orten bemerkt und beschrieben worden. So schreibt Heilprin über die Riffe im kalifornischen Meerbusen bei Vera Cruz: »Die Riffe gehören offenbar zu jener Gruppe, welche Darwin erkannte als aufgebaut auf Haufen oder Betten von Sedimenten »liegend ein wenig unter der Oberfläche und geeignet, als Basis für Korallenwachstum zu dienen«, eine Klasse von Riffen, welche die Gegner der Darwinschen Theorie, als im Widerspruch mit dieser stehend, ausgeben. Sie sind gemäss einer strikten Klassifikation weder Atolle, Barrierennoch Strandriffe und mögen als eine vierte Klasse, vielleicht mit Vorteil Patch-Riffe benannt werden.«

Darwin sagt ferner von ihnen: »Riffe kommen auch um submarine Sedimentbänke und Felsen vor, und andere sind ganz unregelmässig an Orten ausgestreut, wo die See sehr flach ist; diese sind in den meisten Fällen den Strandriffen zugehörig, aber sind von geringem Interesse.«

---

[1]) Über den Bau der Korallenriffe und die Planktonverteilung an der samoanischen Küste nebst vergleichenden Bemerkungen von Dr. A. Krämer. Kiel 1897.

Beispiele im Apiahafen, namentlich östlich bei Matautu, vor allem auch im Saluafata-Hafen, in der Riffpassage beim Orte Saluafata.

b) Das Saumriff. Typisch tritt das Saumriff in Häfen, resp. Buchten mit Steilküste auf. Es ist daselbst nur wenige Meter breit, springt balkonartig vom felsigen Ufer aus vor und säumt in dieser Weise solche Häfen ein. Betreffs des zu Lufttretens gilt dasselbe wie bei der Korallenbank. Je stiller das Hafenwasser oder je mehr der Brandung ausgesetzt, um so weniger tritt es zur Luft. Auch hier ist eine leichte Dünung die Bedingung dafür. Im Innersten des Hafens pflegt das Saumriff ganz auszusetzen oder wenigstens in Bänke aufgelöst zu sein. Gegen die See zu entschwindet der Rand allmählich den Blicken, indem das Riff der Brandung halber gleich den Korallenbänken nur in Tiefe von einigen Metern unter der Oberfläche zu gedeihen vermag. Das Saumriff stimmt im Baue genau mit der Leeseite der Strandriffe überein, vor allem betreffs des steilen Abfalles, der Beschaffenheit der Leekante und des Mangels der Plattform und des Schuttkegels.

Beispiele im Hafen von Fangaloa und Pango-Pango.

c) Das Strandriff. Fringing reef, shore reef, auch Küstenriff genannt, ist ein Korallenriff, welches im Laufe seiner Entstehung einen sekundären Strand gebildet hat und auf diesen gestützt seinen Aufbau bewirkte. Bedingung für die Bildung eines Strandriffes ist eine Küste mit geringem Gefälle und einigermassen gleichmässigem Abfalle. Je nach der Beschaffenheit der Küste kann ein Saumriff, ein Strandriff oder ein Barrierenriff sich ausbilden; das typische Strandriff ist für sich allein charakterisiert durch die Bildung eines Sandstrandes, von dem aus man zu Fuss bei Niedrigwasser bis zur Riffkante wandern kann, ohne viel über die Knie in das Wasser zu geraten. Deshalb sollte der Name »Strandriff« hierfür beibehalten werden. Wie schon erwähnt, zeigt die Leeseite, welche meist hafenbildend wirkt, und die Luvseite, welche dem offenen Meere zu liegt, bestimmte Unterschiede. Das grosse Aanariff, die Riffe von Matautu und von Saluafata sind die klassischen Strandriffe an der Nordküste Upolus. Sie erreichen in Samoa die grösste ununterbrochene Flächenausdehnung unter den Riffformen.

d) Das Barrierenriff, barrier-reef, auch Dammriff und Kanalriff genannt, ist gewöhnlich eine Kombination von einer Barriere und einem Strand- oder Saumriffe, welche voneinander durch einen tiefen Kanal getrennt sind. Je nachdem die Barriere auf einer Seite mit dem Strandriffe zusammenhängt oder vollständig isoliert ist, kann man peninsulare oder insulare Barriere unterscheiden. Bedingung für die Entstehung der Barriere ist der Schutz der Küste, also das nur einseitige Einwirken der Brandung. Im Rücken der Barriere muss Stillwasser sein. In Samoa sind von insularen Barrieren nur kleine vorhanden, z. B. bei Vailele, bei Saluafata, Falealili und Safata. Es ist oft schwer, zwischen Barriere und Korallenbank zu

unterscheiden, ebenso wie es oft schwierig ist zu sagen, was noch ein Felsenriff, und was eine Insel ist. Der Untergrund für Barrierenriffe wird durch Bodenschwellen geliefert, welche den Küsten vorgelagert sind und eine der Stärke der See proportionale Breite haben müssen. Die Barrieren sind in gewissem Sinne unvollständige Atolle, Sektoren von diesen.

e) Die Atolle, Kranzriffe, atolls, encircling reefs, lagoon-islands sind die eigenartigsten Ozeanbildungen, welche am meisten dazu beigetragen haben, die Riffforschung zu verwirren. Hauptsächlich sind zwei Arten zu unterscheiden, welche nicht allein topographisch, sondern auch genetisch übereinstimmen, tieflagunige und flachlagunige. Während nämlich letztere auf submarinen Bergkuppen entstehen und deshalb die Lagune, je nach Grösse und Untergrund, mehr oder weniger versandet, können letztere nur auf submarinen Kratern entstanden sein, deren spezifische Entstehung zu erörtern bleibt. Kleinere Atolle können vollständig geschlossen sein, grössere führen immer mindestens eine Unterbrechung. Auch die Beschaffenheit der Lagune zeigt noch weitere Unterschiede, indem dieselbe entweder einen vollständigen Kessel darstellt oder durch Korallenbänke oder Bodenerhebungen Variationen erhält. Durch die Verschiedenheit der äussern Kontur ferner wird eine merkwürdige Mannigfaltigkeit dieser Riffbildungen hervorgerufen, welche nur durch die Tektonik des Untergrundes erklärt werden kann. Diese Tektonik, die lokale Bodenbeschaffenheit, die periodische Versandung und Sandabfuhr sind die massgebenden Faktoren für die Gestaltung und Erhaltung der Riffformen.

In Samoa ist nur ein Atoll, das erwähnte Rose-Atoll am Ostende des Archipels.

Ein Atoll, dessen Lagune allmählich von oben her zuwächst und dadurch in drei Teile geteilt ist, ist das Palmyra-Atoll (6° nördl. Br. 120° westl. L.), ein Zeichen dafür, dass ausgiebiges Korallenwachstum auch in der Lagune von Atollen stattfinden kann.«

Dr. Krämer schildert nun die örtliche Verteilung der Riffe an den einzelnen Inseln der Samoa-Gruppe, die er mit Ausnahme des Rose-Atolls sämtlich untersucht hat. Die östlichste Spitze der Samoainseln bildet ein echtes Atoll, die mittlere Gruppe zeigt Anlagen von Barrierenriffen, der Westen Strand-(Küsten-)riffe, und die westliche Insel ist nahezu ohne eigentliches Riff.

Es wird nun die Entstehung eines Strandriffes genauer geschildert, wobei Dr. Krämer auf grund seiner Untersuchungen der allgemeinen Annahme, dass die Korallenpolypen der Brandung zu oder in derselben am besten gedeihen, entgegentritt. Er beschreibt dann im einzelnen den Aufbau eines samoanischen Strandriffes. Auf dem Boden des Meeres wandernd gegen die Küste hin, würde man zuerst über den Sandgrund, den Talus, steigen, dann über lebende Korallen treppenförmig auf den Fuss hinauf zur Riffkante. Dann auf sanft geneigtem, festem Korallenfels hinauf zur Plattform, über diese (und

den Schuttkegel) zur Lagune, erst über die grosse, sanftgeneigte Sandfläche, dann durch den schmalen Strandkanal zum Sandstrande.

Das Strandriff in seiner vollen Ausbildung besteht aus ganz bestimmten Bestandteilen, die bei den andern Riffformen nur teilweise vorkommen. Als neu kommen bei den Barrieren und Atollen die tiefen Kanäle und Lagunen hinzu.

»Die Korallenbänke sind die Bildner jeder Riffform, indem durch ihr Zusammenwachsen das anstehende Riff gebildet wird.

Das Saumriff ist gleich der Leekante eines Strandriffes, es kann alles im Miniaturmassstabe vorhanden sein; meist jedoch fehlt die Plattform und die Lagune.

Die Barriere besitzt eine Plattform. An Stelle der Lagune ist jedoch der Barrierenkanal vorhanden. Innerhalb der Barriere können Korallenbänke, Saumriffe und Strandriffleekanten vorhanden sein, wofür die Tektonik des Landes massgebend ist.

Das Atoll endlich entbehrt wie die Barriere des Sandstrandes. Eine Strandrifflagune kann andeutungsweise vorhanden sein, dann ist das Atoll eben ein Strandriff ohne Strand. Meist jedoch ist die Atolllagune tief, dann ist sie identisch mit dem Barrierenkanale.

Die Plattformbildung ist bei den Atollen am stärksten vorhanden, da die in freier See gelegenen Wind und Wetter am meisten preisgegeben sind.«

In zusammenfassender Darstellung verbreitet sich Dr. Krämer über die Bedingungen für das Riffwachstum. Was die Tiefengrenze desselben anbelangt, so liegt sie zwischen 15 und 20 *m*, was die Dicke der Riffe anbelangt, so sind darüber die Ansichten sehr verschieden. Was die Brandung und starke Strömung betrifft, so glaubten Ehrenberg und Darwin, dass die Korallen die Brandung zu lieben scheinen, und derselben Meinung war Dana. Guppy und andere sind entgegengesetzter Meinung, und auch Dr. Krämer sagt: »Einen Beweis dafür, dass in den wirklichen Brechern die Korallen nicht bestehen können, habe ich schon bei der Besprechung der Saumriffe gebracht. Ich deutete darauf hin, dass sie im Hafen überall vorhanden sind, aber der See zu, an der Steilküste mehr und mehr verschwinden, nur weil daselbst der Untergrund die Ausbildung eines Fusses nicht gestattet. Ganz fehlen sie indessen auch hier nicht, indem sie, unsichtbar dem Auge, einige Meter unter der Brandungslinie die steile Wand umsäumen. Dafür ist in Samoa ein Beispiel durch den Korallenstrand in der Bucht von Solosolo erbracht, wo in der Nähe keine Korallenbildung sichtbar ist. Ausserdem erinnere ich hier an die Beobachtung Walther's am Râs Mohammed, wo ein 5—8 *m* breites Saumriff 1—2 *m* unter Wasser liegt.«

Aber nicht allein die Brandung ist nachteilig für die zartgefügten Anthozoen, auch ein starker anhaltender Strom wirkt wachstumbehindernd. Verf. führt hier nur die Angaben Semper's von den Philippinen an:

»Beide Ufer des Kanales sind gebildet von Korallen, die aber doch an der Nordseite, also an der Küste von Malaunari am stärksten entwickelt sind. Es sind die gewöhnlichen riffbauenden Arten, Astraeen, Porites, Madreporen u. s. w. Nun besitzen diese, wie alle grössere Blöcke bildenden Arten, die Tendenz, nach allen Richtungen hin sich auszubreiten; hier aber tritt ihnen der starke, sie tangierende Strom hindernd entgegen, welcher, wie schon bemerkt, die grösste Zeit des Jahres konstant in einer Richtung durch den Kanal fliesst. Wäre er schwächer als die Wachstumsstärke der Korallen ist, so würden diese den Widerstand leicht überwinden; er ist aber vielmehr stark genug, sie zu völlig vertikalem Wachstume zu zwingen. So ist das Riff namentlich an der Seite von Malaunari nur wenige Schritte breit, aber dann stürzt es völlig senkrecht in die allerdings nicht bedeutende Tiefe ab.«

Auch von Möbius führt Verf. hier eine Angabe an vom Fouquetriff auf den Seychellen:

»Diese starke Strömung reinigt offenbar fortwährend den Kanal zwischen den Küstenriffen und dem Dammriffe von den Schlammmassen, welche die Flüsse vom Lande her in ihn hineintragen, und die Wogen vom Aussenriffe her hineinwerfen, und verhindert die Vereinigung des Dammriffes mit der gegenüberliegenden Küste zu einem einzigen Küstenriffe.«

Brandung und Strom sind schlimme Feinde der Korallen, aber sie wissen diesen Fährlichkeiten zu trotzen und die Kraft ihrer Feinde zu schwächen, und wenn nicht neue Feinde sich hinzugesellten, so würden sie in siegreichem Zuge vorwärts dringen.

Der Einfluss der Meeresströmungen als Nahrungsquellen für die Korallen wird von Murray sehr hoch angeschlagen. Seine Theorie gipfelt darin, dass die Atollform entsteht durch das Wachstum der Korallen nach aussen wegen des grössern pelagischen Reichtums der See und nach innen hin die Lagune gebildet wird durch Auflösung des Kalkes im Seewasser. Murray sagt darüber: »Die meisten dieser Organismen leben von der Oberfläche bis zu 100 Faden abwärts; bei warmem Wetter schweben sie nahe der Oberfläche, aber wenn es rauh ist, sind sie einige Faden darunter. Sie werden in den grossen ozeanischen Strömen längs getragen, welche durch die Winde geschaffen sind und, wenn sie ein Korallenriff treffen, versorgen sie die Korallen an der äussern Riffseite mit reichlicher Nahrung. Der Grund, warum die Luvseite eines Riffes lebhafter wächst, scheint dieser reichliche Nahrungszufluss zu sein und nicht die reichere Zufuhr von Sauerstoff, wie allgemein bestätigt wurde. Die Challenger-Untersuchungen zeigten, dass Sauerstoff besonders reich in allen Tiefen vorhanden war, in denen Korallen gedeihen.«

Dagegen bemerkt Dr. Krämer: »Es soll nicht gesagt sein, dass für die Korallen ein Wasserwechsel nicht notwendig wäre. Bei der Unzahl von gierigen Mägen, welche am Abhange eines Korallenriffes zusammengedrängt sind, scheint eine solche notwendig schon

aus hygienischen Gründen. Es wäre ja auch denkbar, dass bei mangelnder Wasserbewegung ein gewisser Nahrungsmangel eintreten könnte, obwohl die lebhaft beweglichen Copepoden überallhin nachdringen, wo eine Leere entsteht. Diese Krebse müssen als ein Hauptnahrungszweig der Korallen angesehen werden, da sie in jedem Planktonfang relativ reichlich vertreten waren, während die übrigen, Planktonkomponenten in Samoa im Verhältnisse zur Zahl der Konsumenten verschwindend gering sind. Und die Copepoden wollen doch auch ernährt sein! Man denke sich nur, dass eine der zahlreichen breiten Madreporenschalen an 100 000 Polypen tragen kann, und 1 *cbm* Seewasser daselbst nur einige tausend Copepoden besitzt. Wenn man auch nicht annehmen darf, dass jeder dieser Polypen täglich etwas zu fressen haben muss (denn es sind ja doch nur viel Mäuler und ein Körper), so bleibt doch die Schwierigkeit, dass mehrere solcher Platten auf 1 *qm* kommen.

Die Strömungen sind für die Meere im wesentlichen nicht mehr als die Winde für die Oberfläche der Erde. Sie beide sorgen für die Wegschaffung der Stoffwechselprodukte, damit keine Stagnation eintrete. Es führen die Winde ebensowenig eine besondere Menge von Sauerstoff mit sich, wie die Ströme eine besondere Menge von Plankton. Wie die grosse Zahl von Köpfen in den Metropolen den Sauerstoff der Luft nicht zu verringern vermögen, so vermögen die wenn auch viel zahlreichern, aber so kleinen Korallenpolypen die ungeheuren Mengen von Plankton, welche der Ozean birgt[1]), merkbar zu dezimieren. Für den Nahrungszuschub leisten die Gezeiten übergenug. Der Ströme des Meeres können wir, für Samoa wenigstens, vollständig entraten.«

Die Frage, ob die riffbildenden Korallen an der Luft rasch absterben, wurde von Darwin bejaht, neuere Untersuchungen von Möbius, Ortmann und Walther haben das Gegenteil erwiesen. Auch Dr. Krämer bestätigt dies. Letzterer macht darauf aufmerksam, dass die Korallen stetig dem Licht entgegenarbeiten, und verweist auf Keller, der in seinem Buche über die Korallen des Roten Meeres sagt: »Im ganzen verlangt die Koralle viel Licht und viel Sauerstoff zu ihrem Gedeihen; in der stürmischen Brandung ist ihr eigentliches Wohnelement. In der obern Wasserschicht, d. h. in einer Tiefe von 3—10 *m*, spielt sich das Leben dieser Geschöpfe ab. Schon in 10—12 *m* Tiefe sind auffallend viel Korallenstöcke abgestorben. Fast alle Arten sind eigentlich lichthungrig, ihre Tiere bauen fast nur in der Richtung der starken Beleuchtung und lassen einen ausgeprägten Heliotropismus erkennen. Es scheint bisher völlig übersehen worden zu sein, dass hier die Ursache liegt, warum die Korallenbank von einem ausgedehnten Höhlensysteme durchzogen

[1]) Nach einer sehr niedrigen Berechnung sind in einer Seemeile Umkreis um das Rose-Atoll gegen 1000 Tonnen (à 1000 *kg*) Copepodenplankton vorhanden.

wird und nicht eine kompakte Masse darstellt. Eine Koralle beginnt zu bauen und breitet sich nach oben möglichst aus. Eine benachbarte Koralle macht es ebenso, und schliesslich erfolgt eine Berührung, während die Basen getrennt sind. Zwei sich erhebende Korallenfelsen verhalten sich ebenso, und schliesslich führt dies zu einer lakunösen Struktur der ganzen Bank.«

»In der That«, sagt Dr. Krämer, »lassen sich an den Leekanten der Riffe zahlreiche Beispiele von Heliotropismus finden. Jeder hat wohl schon die schönen Madreporenrasen gesehen, deren Äste alle gleichförmig wie Kleiderhaken ihre Richtung lichtwärts genommen haben; und noch mehr: betrachtet man die einzelnen Äste, so sieht man, wie alle Polypengehäuse lichtwärts liegen, während an der Gegenkante der Kalk ohne Polyparien ist. An den grossen Madreporenschirmen findet man niemals Polypen an der Unterfläche: alles strebt senkrecht zum Lichte empor. Es ist kein Zweifel, dass die Korallen durch ihren ausgeprägten Heliotropismus die charakteristischen Gestalten der Riffe mit bedingen.

In dieser Beziehung kommt für die Korallen wohl noch ein anderer Faktor in Frage: die Kalkbildung. Murray wies mit Irvine nach, dass der kohlensaure Kalk verschiedener Seetiere aus dem schwefelsauren Kalk des Meerwassers gebildet wird (bei Gegenwart von kohlensaurem Ammoniak), und dass diese Umwandlung in warmem Wasser viel leichter erfolgt als in kaltem. Ob die »Pflanzentiere« dazu nur die Kohlensäure des Stoffwechsels verwenden, oder ob das Cölom auch direkt Kohlensäure, resp. kohlensaures Ammoniak aus dem Meerwasser aufnimmt, ist, soviel ich weiss, noch nicht bekannt. In letzterem Falle würde es sich um eine tierische Assimilation handeln, und es wäre danach leicht zu erklären, warum die riffbildenden Korallen an die obern Zonen gebunden sind, wo die roten Strahlen des Spektrums noch nicht völlig absorbiert sind, an eine Zone, deren untere empfindliche Grenze schon bei 10 *m* Tiefe liegen muss.«

Was die Entstehung der Korallenriffe anbelangt, so war ein Hauptgrund, welcher der Darwin'schen Theorie rasch zur allgemeinen Annahme verhalf, die Erklärung der wunderbaren Form der Atolle, eine Erklärung, welche die sehr hypothetische Annahme unterseeischer Krater unnötig macht. Indessen muss man nicht in den entgegengesetzten Fehler verfallen und einen Zusammenhang der Atolle mit vulkanischen Gebieten leugnen, denn, wie Dr. Krämer betont, sind Atolle mit tiefen Lagunen bis jetzt nur in vulkanischen Gebieten beobachtet worden. Sehr treffend erinnert er an Agassiz Ausspruch: »Nirgend finden wir bessere Beispiele von Bildung submariner Bänke in Verbindung mit Vulkanen als in Westindien. Eine grosse Zahl von Gipfeln vulkanischen Ursprunges sind nahezu bis zur Meeresoberfläche erhoben und dienen als Grund grosser submariner Bänke. Es ist wohl auch bekannt, dass die Challenger- und Tuscarora-Lotungen eine Zahl submariner Erhebungen ergeben haben, bedeckt

mit Depositen von Pteropoden- und Globigerinenschlamm, ausgedehnte Bänke bildend, welche den Grund für Barrieren und Atolle lieferten, während das vulkanische Substratum vollständig verborgen ist.«

Dr. Krämer stellt nun geradezu submarine Vulkane und Geysirfelder als Bildner des Untergrundes für Atolle dar. »Es darf sonder Zweifel«, sagt er, »angenommen werden, dass in der tertiären und posttertiären Zeit die vulkanische Thätigkeit gerade in der Südsee sehr ausgebreitet und ergiebig gewesen ist; allmählich hat seit dieser Zeit ein Erlöschen der Thätigkeit stattgefunden, welche heute nur noch an einzelnen Stellen und verhältnismässig schwach vorhanden ist. Immerhin besitzen wir in der Südsee noch alle Abstufungen, von den Lavaergüssen in Hawaii bis zu den Warmwasserquellen und zur Solfatarenthätigkeit an den verschiedensten Orten.

Insbesondere fehlt es aber nicht an zahlreichen Beweisen von Auswürfen von Asche und Sand, worunter uns der Manu'a-Ausbruch und die Entstehung des Falcon-Island besonders interessieren (Tarawera, Krakatau u. s. w.). Bei ersterem (Manu'a) flogen, trotzdem der Krater nachher ca. 100 *m* tief unter der Oberfläche befunden wurde, die Steine viele 100 *m* hoch in die Lüfte empor; noch lehrreicher ist das plötzlich entstandene, ganz aus Asche zusammengesetzte Falcon-Island, das trotz einer Höhe von etwa 50 *m* und fortdauernder Thätigkeit allmählich wieder weggewaschen wird, ähnlich Ferdinandea im Mittelmeere.

Diese isolierten Paroxysmen sind natürlich schwache Belege gegenüber solch' grossen Atollgebieten. Man muss aber doch bedenken, dass die vulkanische Thätigkeit der Erde jetzt in den Todeszügen liegt, und dass die geologische Zeit der vollkommenen Ruhe nicht mehr allzuweit entfernt ist. Die Erde altert.

Immerhin hat man aber an einzelnen Stellen und gerade in der Südsee noch Beispiele, wie solch ein lokal vulkanisches Gebiet beschaffen war, nämlich Neu-Seeland. Die daselbst vorhandene vulkanische Spalte, welche in einer Länge von 150 Seemeilen (ca. 250 *km*) vom Vulkane Tongariro bis zur Whakariinsel in der Bay of Plenty von SW nach NO zieht und durch Hochstetter's Beschreibung (»Neu-Seeland«) so berühmt geworden ist, ist ein Überbleibsel aus jener wildvulkanischen Zeit. Gegen 100 Stellen sind heute noch vorhanden, wo der Dampf und das heisse Wasser dem Boden entströmt, zu schweigen von den unzähligen kleinen Dampflöchern und Mofetten. Meist liegen diese Stellen und Löcher zu einzelnen Gruppen vereint, wie beim Geysirfelde von Whakarewarewa, von Tikitere, Waiotapu, Orakeikorako, Wairakei, Taupo, Tokaano u. s. w. Der Ausbruch des Tarawera-Berges, durch den im Jahre 1886 die weltberühmten Terrassen am Rotomahana zerstört wurden, und die des Tongariro (Ngauruhoe und Ruapehu) sind noch in frischer Erinnerung. Auf einer Tour in dieses Gebiet habe ich aber auch überall gesehen, wie diese Stellen eingeengt worden sind, und wie ausgedehnt diese Thätig-

keit früher gewesen sein muss. Ich habe auch daselbst gehört und gelesen, dass zwischen dem thätigen Krater der Whakariinsel und dem Festlande (in der Richtung der Spalte) mehrere Quellen submarin beobachtet worden sind.

Man denke sich nur ein solches vulkanisches Feld submarin, auf einem Plateau, wie z. B. dasjenige, welches von Samoa nach NW läuft, und die Ellice-, Gilbert-, Marshall- und weiterhin die Karolinen-Inseln trägt. Die Lavaergüsse, welche dieses Plateau gebildet haben, sind versiegt; Asche, Erden u. s. w. werden stetig in die Höhe getragen, breiten sich im Wasser baumförmig aus, um dann nach den Seiten sich abzusetzen. Neben den Vulkanen die zahlreichen Solfataren und Geysir, welche, durch den Druck der überlagernden Wassermasse direkt von oben gespeist, eine besonders ausgiebige Thätigkeit entfaltet haben müssen.«

Die speziellen Ausführungen Dr. Krämer's können hier keinen Platz finden, wir müssen uns begnügen, die von ihm an der Hand der samoanischen Küstenriffe gewonnenen Schlüsse in der von ihm gegebenen Zusammenfassung hier wiederzugeben, und im übrigen auf das Werk selbst verweisen:

1. Die Bildung der verschiedenen Formen der Korallenriffe wird erklärt durch die Tektonik des Untergrundes in Beziehung zur Tektonik der Küste.
2. Der Untergrund der Atolle wird gebildet durch unterseeische Bergkuppen (ausgefüllte Atolle) oder submarine Krater (tieflagunige).
3. Die Krater können so beschaffen sein, wie die oberirdischen; in den meisten Fällen handelte es sich indessen wahrscheinlich um submarine Geysirfelder und Vulkane, deren Sediment durch die Meeres- und Gezeitenströmungen angeordnet wurde.
4. Die merkwürdige Form der Atolle erklärt sich aus der Anordnung der heissen Quellen und Auswurfsstellen und aus der wechselnden Einwirkung der Ströme.
5. Das Wachstum der Korallen ist der See zu, d. h. in der Brandung mehr behindert als im stillen Wasser.
6. Das Plankton der Tropen ist ärmer als das der gemässigten Zone, ebenso ist im Hafen mehr Plankton als in der offenen See.
7. Das Vordringen der Riffkante gegen die See geschieht mittels des Fusses. Die Breite dieses Fusses ist proportional der Stärke der auf die Riffkante stehenden See.
8. Die Tiefengrenze der Riffe wird bedingt durch den starken Heliotropismus der Anthozoen. Als die Tiefengrenze ist im allgemeinen die von 15 *m* anzusehen. Im Hafen wirkt der abgeführte Lagunensand modifizierend.
9. Die Nahrung ist innerhalb der Korallenriffe in reichlicherem Masse vorhanden als ausserhalb derselben.

Die Insel Sansibar ist von Dr. O. Baumann 1895—1896 durchforscht und geschildert worden[1]). Die Insel hat eine grösste Länge von 86.5 und eine grösste Breite von 37.5 *km*, und ihr Flächeninhalt beträgt 1522 *qkm*. Sie ist als eine Koralleninsel zu bezeichnen und bestand ursprünglich wahrscheinlich aus mehrern kleinen Inselchen, die durch Meeresstrassen voneinander getrennt waren. Die Westküste ist ziemlich reich an Buchten und besitzt meist nur ein schmales Strandriff, so dass sich nahe am Ufer grössere Wassertiefen finden. »Dagegen ist sie von einem deutlich ausgeprägten Wallriffe begleitet, dessen Gipfel als eine Kette kleiner, der Küste vorgelagerter Inseln über die Meeresoberfläche aufragen; unter diesen ist Tumbatu im Norden die ansehnlichste. Auf den Inseln sowohl als auch längs der Küste ist Atollbildung häufig. Besonders schöne Beispiele hierfür liefert das Gebiet der Stadt Sansibar mit der Lagune und die ähnlich geformte Lagune von Mwanda. Die Westküste ist im allgemeinen leicht zugänglich, schroffe Korallenriffe treten nur stellenweise bis ans Ufer. Überall ist eine ziemlich kräftige Küstenverminderung wahrnehmbar. Ein ganz verschiedenes Bild bietet die Ostküste, die dem vollen Anpralle des Indischen Ozeanes ausgesetzt ist. Sie ist gänzlich ungegliedert, nur die seichte Bucht von Chwaka bietet Schiffen von geringem Tiefgange eine Zuflucht. Die Küste ist von einem mächtigen Strandriffe begleitet, das bei Ebbe trocken fällt und an seinem Aussenrande von einer wütenden Brandung bestürmt wird. Ein Wallriff fehlt hier, auch die Insel und das Riff von Mnemba ist durch eine zu tiefe Meeresstrasse von der Hauptinsel getrennt, um als Wallriff betrachtet werden zu können. Die Ostküste der Insel ist überall schwer zugänglich und fällt nicht selten in rauhen unterwaschenen Steilwänden zur See ab.

Ihrer physischen Beschaffenheit nach zerfällt die Insel Sansibar in zwei scharf getrennte Hälften: das Kulturgebiet und das Korallenland. Das Kulturgebiet nimmt die Westhälfte der Insel ein. Es ist durch das Auftreten von Hügelzügen bezeichnet, die meist meridional verlaufen und (im Masingini-Berg) Höhen von 135 *m* erreichen. Sie schliessen Niederungen von grosser Fruchtbarkeit ein, die nicht selten stellenweise sumpfig und von Wasserläufen durchzogen sind. Überhaupt zeigt sich in diesem Teile ein grosser Reichtum an fliessenden Gewässern. Abgesehen von mehrern kleinen, jedoch ständigen Bächen, die in den Randhöhen nördlich von der Stadt entspringen, um nach kurzem Laufe in die See zu münden, finden sich hier auch grössere Wasserläufe.

Die Hauptader der Insel ist der Mwerafluss, der in einem Papyrussumpf, Popo, entspringt und als seichtes, klares, von prachtvollen Wasserpflanzen eingesäumtes Gewässer gegen Süden strömt, bis er sich bei der Stelle Kibondeï Mzungu in einer leicht sumpfigen Wiese verliert. Man behauptet, dass der Mwerafluss in den starken Quellen des Chukwani-Palastes wieder zu Tage tritt, doch ist es wahrscheinlicher, dass er irgendwo in der Nähe von Kiwani einen unterseeischen Ausfluss hat. In dem Papyrussumpf Popo nimmt auch der Zingwe-Zingwe seinen Ursprung, der in seinem Oberlauf zur trockenen Zeit aus einer Kette von Tümpeln besteht,

[1]) Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig. 3. 2. Heft.

aber später mehrere ständige Bäche, darunter bei seiner Mündung den ansehnlichen Mwanakombo, aufnimmt. Der Zingwe-Zingwe mündet in die Mwanda-Lagune. Einen besondern Reichtum an Bächen hat der Distrikt Mkokotoni, wo mehrere ziemlich tief eingeschnittene ständige Gewässer, darunter der Kipange, münden.

Die Anhöhen Sansibars zeigen fast alle den Habitus von Bodenschwellungen mit meridionalem Verlaufe und fallen nur selten etwas steiler ab. Eine Ausnahme bilden einige charakteristisch geformte Hügel auf der Nordhalbinsel: der Berg von Mkokotoni mit seinem steilen, in einem felsigen Hange abstürzenden Nordabfalle und der Hatajwa-Hügel auf der Südwesthalbinsel, ein einzelner buschgekrönter Felsblock, der weithin als Landmarke dient und durch seine Höhlen interessant ist.

Der Boden des Kulturgebietes ist meist aus tiefgründigen Alluvialmassen gebildet, die, aus Verwitterung des Korallenkalkes entstanden, teils eine rote lehmige, teils eine grüne sandige Beschaffenheit haben: von diesen ist nur die erstere Gattung zur Nelkenkultur geeignet. Anstehendes Gestein tritt nur selten zu Tage, und wo dies der Fall ist, nimmt das Land meist einen dem Korallenlande ähnlichen Charakter an.

Eine für das Kulturgebiet bezeichnende Erscheinung ist das Auftreten von Erdpyramiden, die sich unweit des Strandes südlich der Stadt und etwas landeinwärts nördlich von dieser, bei der Lokalität Magengeni, unweit von Bububu, finden. An beiden Orten liegen sie in Thälern, die einen schmalen Ausgang haben und sich am Ende zu einem fast kreisförmigen Cirkus mit steilen Wänden ausweiten. Dieser ist mit den eigenartigen Erosionsgebilden angefüllt, die sich teils gardinenförmig an den Wänden aufbauen, teils in der Mitte der Sohle erheben. Sie bestehen an beiden Orten aus einem harten, sandigen Lehm. Der Stein, der gegen die allmählich fortschreitende Erosion schützte, und dem die Gebilde ihre Entstehung verdanken, ist bei den kleinern Pyramiden noch sichtbar, während er bei den grössern meist schon abgefallen ist. Die Erosion und damit die Bildung neuer Pyramiden schreitet sehr rasch fort. Auch an andern Thalhängen der Insel findet man die Neigung zur Bildung von kleinen Erdpyramiden.

Das Korallenland nimmt die ganze Osthälfte der Insel und den grössten Teil des Südens jenseits der Uzi-Chawaka-Senkung ein. Es trägt nur geringe Erhebungen, ist jedoch von Terrainstufen durchzogen, die frühere Strandlinien bezeichnen. Oberirdische fliessende Gewässer fehlen. Das grösstenteils flache Land ist von rauhem, scharfem Korallengesteine bedeckt, welches das Gehen sehr erschwert. In den Ritzen und Spalten sammelt sich rote Humuserde an, die einer dichten Gestrüppvegetation, stellenweise sogar Kulturpflanzen, das Gedeihen gestattet, durch welche der steinige Charakter des Landes von weitem verhüllt wird.

Der poröse, schwammige Korallenstein giebt Erscheinungen Ursprung, die lebhaft an den Karst erinnern, ja mit diesem identisch sind und von dem Vorhandensein einer mächtigen, unterirdischen Erosion zeugen. Am bezeichnendsten sind die Einsturztrichter (Dolinen), die mehrfach in Verbindung mit Höhlen vorkommen. Sie finden sich in allen Teilen des Korallenlandes häufig und treten auch auf der Westseite der Insel in jenen Gegenden auf, wo diese den Charakter des Korallenlandes annimmt. Sie verdanken teils mariner, teils Süsswasser-Erosion ihre Entstehung. Bei den jüngern Trichtern ist der Boden mit Felstrümmern bedeckt, in den alten findet sich nicht selten Humusboden oder Wasser.«

Über das Klima, die Vegetation und Tierwelt, die Bewohner u. s. w. der Insel bringt Baumann interessante Mitteilungen, wegen deren aber auf das Original verwiesen werden muss.

Die Insel Okinawa der Liu-Kiu-Gruppe hat Adolf Fritze aus Freiburg i. B. auf Grund eigener Beobachtungen auf der Frank-

furter Naturforscher-Versammlung geschildert. Dieselbe ist die grösste der mittlern Liu-Kiu-Inseln und die Hauptinsel der ganzen Gruppe, welche ein Glied der gewaltigen Inselkette bildet, die sich vom Kap Lopatka an der Südspitze Kamtschatkas bis nach Formosa und den Philippinen hinzieht und so eine direkte Verbindung der paläarktischen mit der orientalischen Region darstellt. Okinawa selbst liegt zwischen dem 26. und 27.° nördl. Breite, also ungefähr in der Höhe der Nordspitze von Formosa, und unter dem 128.° östl. L. von Greenwich.

Was die geologische Beschaffenheit der Insel anbetrifft, so ist ihr Kern vulkanischer Natur, und wenn auch aus historischer Zeit kein Eruptivherd von hier bekannt ist, so erinnern doch die häufigen und oft recht intensiven Erdbeben nur zu deutlich an das Vorhandensein gewaltiger subterraner Kräfte. Neben den plutonischen Gesteinen treten im Innern der Insel jüngere sedimentäre Schichten auf, während die niedrigen Partien der Insel und die ganze Strandzone aus rezentem Korallenkalk bestehen. Die ganze Küste wird umlagert von einem Saumriffe, das thatsächlich aus Korallen der Gattungen Millepora und Madrepora zusammengesetzt ist. Die Vegetation auf Okinawa zeigt ein stark tropisches Gepräge. Den Sandstrand bedeckt ein Kranz von Pandanus-Dickichten, die oft eine Höhe von mehrern Metern erreichen. Dann folgt eine sanft ansteigende, mit Bataten, Reis, Thee, Bananen u. s. w. angebaute Zone und auf diese, an den Bergen hinaufkletternd, ein herrlicher Urwald. Zierliche Wedel eines Baumfarns, der Cyathea arborea, gewaltige Ficus mit mächtig entwickelten Luftwurzeln, die ältern Bäume bedeckt mit epiphytisch lebenden Farnkräutern und Orchideen, Palmen von verschiedenen Arten: das alles bietet das Bild einer üppigen, tropischen Waldlandschaft

Was die Fauna anlangt, so fehlen die Säugetiere fast gänzlich; es kommen nur zwei Fledermausarten, eine Spitzmaus, die Wanderratte und ein Wildschwein vor. Von Vögeln kennt man 60 Arten, die ein Gemisch orientalischer und paläarktischer Formen darstellen, indessen überwiegen die ersteren. Sehr interessant sind die Reptilien. Von den dreizehn in Japan einheimischen Formen finden sich auf Okinawa nur zwei. Zu diesen treten nicht weniger als fünfzehn neue Arten hinzu, nämlich eine Schildkröte, sechs Eidechsen und acht Schlangen. Unter letztern ist besonders bemerkenswert Trimeresurus riukiuanus Hilgd., die gefürchtete »Habu«, eine Giftschlange (aus der Verwandtschaft der Klapperschlangen) von $1^3/_4$ — 2 *m* Länge. Im allgemeinen schliesst sich die Reptilienfauna von Okinawa eng an die von Formosa und Indien an. Ebenso zeigt die Batrachierfauna wesentlich andere Zusammensetzung als in Japan, sie besitzt auf Okinawa einen ausgesprochen orientalischen Charakter mit geringer paläarktischer Beimischung. Süsswasserfische sind sehr selten.

Unter den Wirbellosen sind die Land- und Süsswasser-Mollusken stark vertreten, und zwar fast durchweg in den den Liu-Kiu-Inseln eigentümlichen Arten.

Von den Insekten charakterisieren sich Käfer und Hymenopteren als eine verarmte japanische Fauna. Unter den Schmetterlingen weisen die Heteroceren viele japanische Arten, aber auch manche indische Formen auf.

Das Atoll Funafuti in der Ellice-Gruppe ist neuerdings im Auftrage der Kgl. Gesellschaft zu London von Prof. Sollas besucht worden, um Bohrungen auf demselben anzustellen, was jedoch nicht nach Wunsch gelang [1]). Prof. Langenbeck giebt auf Grund der durch Hedley, dem wissenschaftlichen Begleiter von Sollas, gegebenen Beschreibung eine zusammenfassende Darstellung der ausgeführten Untersuchungen [2]). Die Ellice-Inseln liegen zwischen 5° 35′ und 11° 20′ südl. Br. und zwischen 176° und 180° östl. L. von Greenwich und bestehen aus acht ganz niedrigen Atollen, die nicht auf einer gemeinsamen submarinen Bank stehen, sondern sich einzeln aus grossen Tiefen erheben. Funafuti von Süden her, das dritte in der Reihe der Atolle, ist an der östlichen Luvseite sehr geschlossen, an der westlichen Leeseite dagegen wird es von mehrern breiten und tiefen Kanälen durchsetzt, durch welche selbst grosse Kriegsschiffe in das Innere der Lagune gelangen können. Diese hat eine Länge von ungefähr zehn, eine Breite von ungefähr acht Seemeilen.

»Die Unterlage des Atolls bildet ein regelmässiger Kegel, der sich aus einer Tiefe von 3600 *m* erhebt. Die 1000-, 2000- und 3000 *m*-Linie wiederholen auf das treueste den Umriss des Atolls. Die Neigungswinkel sind in grössern Tiefen gering, etwa mit denen des Ätna zu vergleichen. Nach oben nimmt die Neigung immer mehr zu und erreicht bereits zwischen 720 und 256 *m* Tiefe einen mittlern Wert von 30°. Zwischen 477 und 256 *m* zeigt die Böschung eine auffallend konvexe Kurve. Vom Riffrande bis zu einer Tiefe von 256 *m* fällt die Aussenseite des Atolls äusserst steil mit Neigungswinkeln von 75—80° ab.

Die Lagune besitzt eine mittlere Tiefe von 36 *m*. Die Maximaltiefe beträgt 55 *m*. Sie wird offenbar allmählich aufgefüllt. An verschiedenen Stellen der Innenseite der Inseln ist eine Zunahme des festen Landes nachweisbar. In der Mitte der Lagune findet sich ein schmaler Kai mit beständig trockener Oberfläche, an verschiedenen andern Stellen Sand- und Geröllanhäufungen, die bei Ebbe trocken fallen. Auch sind über die ganze Lagune lebende Riffe zerstreut, von denen einige fast die Oberfläche erreicht haben, während andere in grössern Tiefen liegen. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch bei den übrigen Atollen der Ellice-Gruppe

Das Riff von Funafuti trägt im ganzen einige dreissig Inseln. Die grösste, Funafuti im engern Sinne, ist sieben Seemeilen lang und

---

1) Nature 1897. 55. p. 373.
2) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 190.

nimmt nahezu die Hälfte der Ostseite ein. Sie hat die Gestalt eines L, dessen konkave Seite der Lagune zugewendet ist. An der Mitte der Innenseite finden sich ausgedehnte Sandablagerungen, so dass die Insel hier die verhältnismässig bedeutende Breite von 650 *m* erlangt. Hier liegt die Hauptniederlassung der Eingeborenen, Fungafari; hier allein findet sich frisches Wasser, und sind Gartenanlagen vorhanden. Nördlich und südlich nimmt die Breite der Insel rasch auf 100 *m* ab, welche Breite sie fast auf ihrer ganzen Erstreckung beibehält. Einen nicht unbeträchtlichen Teil der Insel nimmt ein ausgedehnter Sumpf ein: der Mangrove- oder Tisala-Sumpf, der sich von der Südostspitze der Insel mit zwei Armen nach N und W erstreckt. Im O ist er von einem seine Oberfläche 12—15 Fuss überragenden Walle von Korallenblöcken umgeben, an dessen Aussenseite sich bei Hochwasser die Wellen brechen; der Innensaum ist dicht mit Mangroven bewachsen. Der grösste Teil des Sumpfes ist ohne Vegetation. Sein Boden ist ausserordentlich eben und besteht aus zersetztem Korallenfels, dessen Zwischenräume von Schlamm erfüllt sind. Bei freiem Zutritte des Meeres würde die Riffoberfläche bei Hochwasser 2 Fuss 8 Zoll bis 4 Fuss unter Wasser liegen. Da der Unterschied zwischen Hoch- und Niederwasser (bei Springgezeiten) mindestens 6 Fuss beträgt, so würde auch bei freiem Zutritte des Meeres das Riff zur Ebbezeit mehrere Fuss aus dem Wasser aufragen. Die das Riff zusammensetzenden Korallenarten können jedoch eine längere Exposition an der Luft nicht vertragen. Sollas und Hedley folgern daher aus der Existenz des Riffes eine neuere Hebung des Atolls um etwa 4 Fuss. Die Entstehung des Sumpfes erklären die beiden Gelehrten so, dass ein heftiger Hurrikan den äussern Blockwall durchbrochen und die dahinter liegende Schicht zersetzten Korallenfelsens erodiert habe, während später durch die normale Wellenthätigkeit der Blockwall wieder aufgebaut worden sei. Ähnliche Vorgänge sind auch schon an andern Atollen beobachtet worden.

Der erwähnte Blockwall umgiebt die ganze Ost- und Südostseite des Atolls und erreicht seine grösste Höhe (6 Fuss) an der Südostspitze, die der vollen Gewalt des Passats ausgesetzt ist. An der Leeseite dagegen fehlt er vollständig. Die Korallenblöcke, aus denen er besteht, sind geschwärzt, so dass sie auf den ersten Blick für Lavablöcke gehalten werden könnten. Die Unterlage des Walles bildet eine feste Korallenbreccie. Unmittelbar ausserhalb des Walles beginnt der Riffrand. Derselbe zeigt ebenfalls bemerkenswerte Eigentümlichkeiten. Er erstreckt sich 36—45 *m* nach aussen und fällt bei sehr niedriger Ebbe und ruhigem Wetter trocken. Er ist von tiefen Spalten durchzogen, die sich nach aussen weit öffnen. Nach der See zu löst sich das Riff so in lauter einzelne Pfeiler auf; nach dem Lande zu dagegen verschwinden die Spalten allmählich, indem sie von Nulliporen überwachsen werden. Sie setzen sich aber in der Tiefe wahrscheinlich durch das ganze Riff hindurch fort.

Nach innen schliesst sich an den Blockwall eine niedrige Fläche an, die aus zertrümmerten und zersetzten Korallenblöcken besteht. Hier und da wird sie von Zügen einer festern Korallenbreccie unterbrochen, welche der Längsrichtung der Inseln parallel laufen. Auch Sandablagerungen schalten sich ein, die zum Teil unter Kultur stehen. Es ist klar, dass die Korallenblöcke einst durch die Brandung aufgeworfen worden sind, und dass die jetzt niedere Fläche ursprünglich wohl dieselbe Höhe wie der Blockwall gehabt hat und nur durch die Zersetzung der Korallen allmählich erniedrigt worden ist. Daraus lässt sich schliessen, dass an der Luvseite die Inseln nach aussen weiterwachsen.

Die nördlichste Insel des Atolls, Pava, ist einige Fuss höher als die übrigen, von einer fruchtbaren roten Erde bedeckt und dicht bewachsen. Hedley hatte den Eindruck, als ob das ganze Atoll eine Neigung von N nach S habe, konnte die Frage jedoch nicht mit Sicherheit entscheiden.

Die Inseln der Luvseite sind nur durch schmale Passagen voneinander getrennt. Dieselben stellen nur Unterbrechungen in dem Zuge des festen Landes, nicht in dem Riffe dar und sind nicht mit den breiten und tiefen Kanälen zu verwechseln, welche an der Leeseite das Riff durchsetzen. Sie sind so seicht, dass sie bei Niederwasser fast trocken fallen. Ihre Oberfläche ist von abgerundeten Korallenblöcken bedeckt und des organischen Lebens fast bar. Nur wenige Korallen und hartschalige Gastropoden finden sich in den Passagen lebend.

Die Inseln an der Leeseite zeigen ein ganz anderes Bild, als die an der Luvseite. Sie liegen nicht, wie diese, unmittelbar am Rande des Riffes, sondern zum Teil weit nach innen. Die Längsaxe einer der Inseln ist sogar senkrecht gegen die Rifflinie. Die Inseln sind ganz niedrig, ziemlich eben und haben sandigen Boden. Von dem Rande des bewachsenen Landes erstreckt sich seewärts ein breiter, sandiger Strand, der wesentlich von den Schalen zweier Foraminiferen gebildet wird. In halber Fluthöhe erscheinen regelmässig geschichtete Bänke von Korallensandfels, auf denen hier und da lose Korallenblöcke liegen.«

Die Bohrungen, welche an zwei Stellen versucht wurden, gelangen nur bis zur Tiefe von 85 und 72 Fuss, konnten also nicht entscheiden lassen, ob der Rifffelsen in grössere Tiefen hinabreicht als die, in welchen Riffkorallen leben können. »Aus den Bohrungen,« bemerkt Prof. Langenbeck, »wie aus den sonstigen Untersuchungen geht hervor, dass das Riff von Funafuti sehr eigenartig gebaut ist. Sollas vergleicht es mit einem riesigen Schwamme, dessen Gerüst von Korallenfels gebildet wird, während die Zwischenräume teils von Sand erfüllt, teils leer sind. Der Sand besteht nur zum geringsten Teile aus Korallentrümmern, grösstenteils aus Foraminiferen und Kalkalgen. Die Klarlegung dieses Baues ist jedenfalls ein wichtiges Ergebnis der Expedition, umsomehr, als dadurch auch auf gewisse fossile Riffe ein neues Licht geworfen wird.

Es ergiebt sich aber ferner aus den Untersuchungen von Sollas, Hedley und Field mit Sicherheit, dass Funafuti vor der jüngsten Hebung eine nicht unbeträchtliche Senkung erlitten haben muss. Dafür spricht einmal die Thatsache, dass die Lagune, trotzdem sie in fortschreitender Auffüllung begriffen ist, noch so erhebliche Tiefen aufweist, vor allem aber der steile äussere Abfall. Es kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen, dass der erste Steilabsturz bis zur Tiefe von 256 *m* das eigentliche Riff, die darunter folgende konvexe Böschungsfläche den Talus desselben darstellt.«

8. Das Meer.

Grundeisbildung im Seewasser besprach Prof. O. Pettersson in einem Vortrage über die Hydrographie der skandinavischen Gewässer mit Bezugnahme auf den Winter 1879 im Skagerack[1]). »Unter dem Einflusse der starken, zeitweise stürmischen südlichen und östlichen (Land-) Winde fiel die Lufttemperatur allmählich um 10—11° und beträchtlich unter den Gefrierpunkt, eine Abkühlung, die auch auf die Kattegatgewässer derart wirkte, dass ihre Temperatur immer mehr sank; die an der Oberfläche abgekühlten Partikelchen konnten aber den Meeresgrund nicht erreichen, da dort zwar etwas wärmeres (Temperatur über 0°), aber salzigeres und darum schwereres Wasser lagerte; sie bildeten also über dieser Grundschicht eine Schicht, die bald bis zu ihrem Gefrierpunkte auf —1.4° bis —1.8° abgekühlt war. Als nun später vom Kattegat her eine neue Zufuhr von zwar nicht ganz so kaltem (Temperatur —0.8°), aber noch frischerem, d. h. sehr salzarmem Wasser in Keilform in und über dies sehr kalte Wasser von —1.4° Temperatur geführt wurde, musste an der Grenzfläche beider Wasserarten durch die Berührung mit dem Wasser von —1.4° C. eine plötzliche Eisbildung in dem zuletzt hinzugekommenen Wasser stattfinden, da ja für letzteres der Gefrierpunkt höher liegt. Das Wasser mit —1.4° Temperatur wirkte dabei auf das überlagernde, frische Wasser wie ein Kältemagazin, es nahm zugleich dessen latente Wärme auf und beförderte so die Eisbildung an der Grenzfläche. Diese Grenzfläche lag nach den Beobachtungen Ekman's Ende Januar 1879 in etwa 8 *m* Tiefe. Von ihr aus stieg das sogenannte »Grundeis« auf, welches, wie aus dem Gesagten hervorgeht, durchaus kein Grundeis war, sondern aus einer stark abgekühlten Zwischenschicht des Küstenwassers stammte.

Wir haben also dreierlei Wasserschichten zu unterscheiden, die sehr mächtige Grundschicht, welche, wie die Beobachtungen von 1879 ergeben, durch relativ sehr warmes und sehr salziges Wasser gebildet wird (Temperatur bis + 5.6° C. Salzgehalt bis über 33‰),

---

[1]) Annalen der Hydrographie 1897. p. 73. Daselbst der obige Text von Schott nach dem schwedischen Originale citiert.

dann in etwa 10 *m* Tiefe eine sehr dünne Zone kältesten und schwachsalzigen Wassers (Temperatur — 1.4°, Salzgehalt etwa 28‰), darüber bis zur Oberfläche etwas wärmeres, aber sehr leichtes Wasser (Temperatur — 0.8° bis + 1°, Salzgehalt bis unter 22‰).

Die Art und Weise, in der sich diese Eisbildung an der Oberfläche bemerklich macht, ist höchst eigentümlich. Bei ruhigem und stillem Wasser schiessen plötzlich Eisschollen von Tellergrösse aus der Tiefe auf; jede Scholle kommt mit der Kante zuerst empor und lagert sich dann platt auf dem Wasser; in einer Stunde ist dann oft das Meer meilenweit, soweit man von der Küste aus sehen kann, mit den Klumpen und Schollen dieses Eises bedeckt, in einer Schicht von mehrern Fuss Dicke. Auf diesem Eise kann man nicht gehen, aber auch nicht mit einem Fahrzeuge hindurchdringen, denn unter der Wirkung der Strömung bildet sich schnell Packeis aus diesen einzelnen Schollen. Im Winter 1879 wurden mehrere Segler und Dampfer von diesem Eise eingeschlossen und trieben längere Zeit steuerlos mit der Strömung; alle Fischereigeräte gingen verloren.

Diese Eisbildung ist selten im Skagerrack; Scoresby beobachtete sie im Grönländischen Eismeere, Nordenskjöld etwas Ähnliches an der Lena-Mündung. Damit solche »Eisjahre« im Skagerrack eintreffen, ist das Zusammenkommen verschiedener Umstände in hydrographischer und meteorologischer Hinsicht notwendig. Das Phänomen braucht ziemlich lange Zeit zur vollen Ausbildung und kann mehrere Tage, vielleicht eine Woche vor der Eisbildung vorausgesehen werden. Dazu sind Beobachtungen auf den äussersten Punkten der der Küste vorgelagerten Inseln notwendig; findet man, dass dort das Wasser bis zu grösserer Tiefe (8—15 *m*) beträchtlich unter 0° abgekühlt ist, und dass die Temperaturen überhaupt mit der Tiefe noch niedriger werden (bis zu — 1.0° C.), dann ist Gefahr für Eisbildung vorhanden, sonst nicht.«

Einfluss des Windes und des Luftdruckes auf die Gezeiten. In der Versammlung der »British Association« in Boston, England, hielt Mr. Wheeler einen Vortrag über den Einfluss des Windes und des Luftdruckes auf die Gezeiten, dem wir folgendes entnehmen:

Nach frühern Untersuchungen von Sir Lubbock ergiebt sich, dass ein Steigen des Barometers um 1 Zoll eine Erniedrigung der Flutwelle bewirkt, welche in der Themse 7 Zoll, im Mersey 11 Zoll und im Avon 13½ Zoll beträgt; nach französischen Untersuchungen ergab 15 Zoll Unterschied der Gezeitenwelle 1 Zoll Änderung im Barometer. Admiral Warton hat im Jahre 1894 bewiesen, dass ein Unterschied von 1 Zoll im Barometerstande eine Änderung von 1 Fuss im mittlern Stande des Seespiegels zur Folge hat, sowie dass in jenen Gegenden der Erde, wo der mittlere Stand des Barometers nach den Jahreszeiten sehr verschieden ist, während zugleich

die Schwankung zwischen Hochwasserstand und Niedrigwasserstand gering ist, dieser Umstand sehr bemerkbar wird. Der Einfluss des Barometerstandes kann nur für bestimmte Orte angegeben werden; Mr. Wheeler zieht nur England in Betracht. In der »shipmaster society« und der meteorologischen Gesellschaft in London sind hierüber Vorträge gehalten. Das zu grunde gelegte Beobachtungsmaterial erstreckt sich über einen längern Zeitraum und über das Gebiet der Irischen See vom Süden des St. George-Kanales bis Morecambe Bay. Im Mittel wurde der barometrische Gradient über 240 Seemeilen = 0.043 Zoll gefunden, um welchen Betrag das Barometer im Süden höher stand als im Norden. Im Gebiete Grossbritanniens herrscht erfahrungsgemäss kein Sturm von einiger Bedeutung, wenn nicht der Gradient zwischen irgend zwei beliebigen Stationen des Landes $^1/_2$ Zoll variiert; sonach sind die Beobachtungen nicht bei stürmischem Wetter angestellt und sollten daher den Einfluss des Barometerstandes ziemlich frei vom Einflusse des Windes ergeben. Kapitän Greenwood hat aus vielen Beobachtungen eine Tafel zum Gebrauche in jener Gegend abgeleitet, aus welcher sich der Unterschied in der Flutwelle, je nach der Grösse des Gradienten, ersehen lässt. Der Verfasser hat aus Beobachtungen der Gezeiten zu Boston Docks, an der Ostküste Englands, eine Tafel abgeleitet, zu deren Herstellung er eines Zeitraumes von zwei Jahren bedurfte, da die Beobachtungen nur zu solcher Zeit angestellt sind, wo die Windstärke unter 3 der Beaufort-Skala lag, so dass er glauben konnte, den Einfluss des Windes als ganz ausgeschlossen betrachten zu dürfen.

Anzahl der beob. Gezeiten	Mittlere Höhe d. Flut in Fuss	Abweichung der Flutwelle	Abweichung des Barometerstandes vom mittlern
55	19.84	— 12.71 Zoll	0.36 Zoll höher
36	20.53	+ 11.00 »	0.42 » niedriger
45	22.35	+ 11.00 »	0.36 » höher
16	20.36	— 12.00 »	0.58 » niedriger
Mittel 152	20.80	± 11.68 Zoll	± 0.38 Zoll.

Unter diesen Beobachtungen befanden sich nach Angabe des Verfassers jedoch 61 Fälle, in welchen die Resultate gerade das Gegenteil des Erwarteten ergaben, so dass also bei hohem Barometerstande eine hohe Flut und bei niedrigem Barometerstande eine niedrige Flut stattfand. Daraus wäre nach Ansicht des Verfassers zu schliessen, dass der Wind doch einen bedeutenden Einfluss ausübe.

Wenn Stürme längs einer Küste in derselben Richtung wie die Flutströmung wehen, so bewirken sie bekanntlich eine Erhöhung des Kammes der Flutwelle, ebenso wie Winde, welche auf eine Küste stehen, dazu beitragen, den Wasserstand zu erhöhen. Im entgegengesetzten Falle muss natürlich das umgekehrte Verhältnis stattfinden. Der Betrag der Erhöhung, welche auf die eben geschilderte Weise die Flutwelle erfahren kann, hängt von der Unterschiedsgrösse des Hoch- und Niedrigwassers ab (Amplitude der Gezeiten), und zwar so, dass bei einer grössern Amplitude auch ein stärkeres Anschwellen der Flutwelle durch den Wind stattfindet. Besonders sorgfältig

wurden in bezug auf den vorliegenden Gegenstand die Stürme vom 16. und 17. November 1893 und 13. November 1894 untersucht. Aus den Gezeitenbeobachtungen während des letztgenannten Sturmes an folgenden 14 Orten: Holyhead, Belfast, Liverpool, Glasson Dock, Leith, Sunderland, Boston Dock, Dover, Sheerness, Victoria- und Albert-Docks, Portsmouth, Davenport, Cardiff, Avonmouth ergab sich folgendes:

1. Mittlere Höhe der Springflut 13. Nov., Vollm. . 24.35 Fuss.
2. Mittlere Windstärke nach der Beaufort-Skala . 6.78 »
3. Mittlere Abweichung der Fluthöhe von ihrer gewöhnlichen Höhe . . . . 2.70 »

An der Westseite wurde die Flutwelle um $3^1/_2$ Fuss durch den Sturm gehoben und um nahe denselben Betrag an der Ostküste erniedrigt, entsprechend der in jener Zeit vorherrschenden Windrichtung. Aus den in Boston Docks angestellten Beobachtungen, welche einen Zeitraum von zwei Jahren in Anspruch nahmen, ergab sich, dass in 24 % aller Fälle die Fluthöhe so stark durch den Wind beeinflusst wurde, dass sie um mindestens 6 Zoll von der berechneten abwich. In 30 von den angeführten 152 Fällen betrug diese Abweichung im Mittel 31.5 Zoll, in sieben Fällen 3 Fuss, in zwei Fällen $4^1/_2$ Fuss und in einem Falle über 5 Fuss. Nach Abschluss der Tabelle fand noch eine Flut statt, die um 6 Fuss und 3 Zoll von der normalen Höhe abwich. Dabei betrug der Unterschied zwischen zwei aufeinander folgenden Fluten in Boston 7 und auf der Nordsee 8 Fuss.

Wheeler gelangt schliesslich zu dem Resultate, dass es unmöglich ist, ein strenges Gesetz aufzufinden, nach welchem der Einfluss des Windes, bezw. der Stürme auf die Gezeitenwelle dargestellt werden kann, aus den vielen Beobachtungen ist es jedoch möglich, gewisse Zahlen abzuleiten, die von Nutzen sein können. Er giebt nämlich für die Windstärken von 3 bis 10 der Beaufort-Skala einen bestimmten, aus seinen eigenen und andern Beobachtungen abgeleiteten Faktor, welcher mit der Flut-Amplitude, ausgedrückt in englischen Fuss, multipliziert, die Anzahl Zoll ergiebt, um welche der Wind von der betreffenden Stärke die Flutwelle je nach der Richtung, mit oder gegen den Wind erhöht oder erniedrigt.

Die folgende Aufstellung giebt in Spalte I die allgemeinen Bezeichnungen, in Spalte II nach der Beaufort-Skala die Windstärke an, während Spalte III den in Rede stehenden Faktor enthält.

I	II	III
Leichte Brise	3	0.63
Frische Brise	4	0.84
	5	1.05
	6	1.26
Sturm	7	1.44
	8	1.68
Schwerer Sturm	9	1.89
	10	2.10

Die Flutwelle in der Fundy-Bai. R. Chalmers macht einige neue Mitteilungen über diese oft besprochene Erscheinung[1]). Die Flut steigt schon aussen vor der Bai über den Strand an der offenen Küste und dringt dann immer höher schwellend in die sich verengende und seichter werdende Bucht ein. Zur Flutzeit zeigt sich die Wasseroberfläche vom Meere aus gegen den Hintergrund der Bai schräg ansteigend, während bei der Ebbe das Umgekehrte stattfindet. Bezogen auf einen durch Nivellement festgelegten Nullpunkt liegt der Spiegel des Hochwassers bei Springflut im benachbarten offenen Ozeane (Bai à Verte) in 24.1, in der Fundy-Bai (Cumberland-Basin) in 29.3 *m*; bei gewöhnlicher Flut resp. in 22.6 und 27.1 *m*, bei Ebbe in 20.8, resp. 16.0 *m*, bei Mittelwasser in 21.7, resp. 21.6 *m*. Von Digby Nack bis Noal River steigt die Nippflut um 4.0, die Springflut um 9.5 *m*.

Die Strömungen im Atlantischen Ozeane sind auf grund aller neuern Beobachtungen in einem vom englischen hydrographischen und meteorologischen Amte herausgegebenen Atlas dargestellt worden[2]). Derselbe stellt auf sechs Tafeln die Strömungen in den Monaten Januar, April, Juni, August, Oktober und November dar. Eine lichtvolle Analyse des Inhaltes dieser Karte giebt Schott[3]), von der folgendes das Wesentliche ist.

Nordatlantischer Ozean. Die westindischen Gewässer lassen den allgemeinen Zug der Strömung nach Westen in allen Monaten erkennen; lokale östliche Gegenströmungen sind unter den Südküsten der Grossen Antillen fast gar nicht verzeichnet; lediglich in der grossen, durch die Küsten Columbiens und Costa Ricas gebildeten Bucht ist unter Land stets eine Meerströmung nach Osten nachweisbar. Die grössten Versetzungen erreichen im Karaibischen Meere durchschnittlich den Betrag von 40 bis 50 Seemeilen, in der Yukatan-Strasse aber über 60 und 70 Seemeilen täglich. In dieser Strasse ist die Strömung, welche hier eine Nordnordwestrichtung einhält, überhaupt sehr stetig, stetiger sogar als der Golfstrom in der Florida-Strasse, wie sich dies aus den Untersuchungen des amerikanischen Vermessungsschiffes »Blake« ergeben hat.

Wertvoll ist ferner der durch die neuen englischen Stromkarten wiederum erbrachte Beweis, dass auch nördlich von den Grossen Antillen und den Bahama-Inseln beständig Wasser nach Nordwesten treibt, und somit die sogenannte »Antillenströmung« in der That einen ganz beträchtlichen Beitrag zu dem warmen Wasser der aussertropischen »Golfströmung« des Nordatlantischen Ozeanes liefert; die Geschwindigkeit dieser Wasserbewegung an der Aussenseite der grossen westindischen Inseln ist geringer als die im Karaibischen Meere, nämlich nur etwa 25 bis 30 Seemeilen. In unserem Hochsommer scheinen überall die Bewegungen etwas schneller als sonst zu sein, speziell für Oktober ist durchweg wenig Strom angegeben.

Im Golfe von Mexiko sind einigermassen konstante Bewegungen kaum nachweisbar. Vom Frühjahre bis in den Herbst hinein hat das Wasser in der westlichen Hälfte des Golfes das Bestreben, nach Westen und Norden zu fliessen, dass Wasser in der östlichen Hälfte aber die Tendenz nach

---

[1]) Chalmer's Report on the Surface Geology of Eastern Brunswick etc., Geological Survey of Canada Annual Report 1894. Vol. VIII. Ottawa 1896.

[2]) Monthly current charts for the Atlantic ocean.

[3]) Annalen der Hydrographie 1897. p. 348 ff.

Süden und Osten; dabei ist noch ausserdem dicht unter der Küste von Louisiana und Texas ein Meerstrom nach Südwesten ziemlich deutlich, welcher das Mississippi-Wasser wegführt. Aber es ist durchaus nicht mit nur einiger Sicherheit auf dementsprechende Versetzungen zu rechnen; im Winter, zumal wohl bei starken nördlichen Winden, kann man ganz die entgegengesetzten Bewegungen spüren.

Für das Golfstromgebiet sind teils als neue Ergebnisse, teils als Bestätigungen bisher nicht ganz sicherer Anschauungen folgende Punkte beachtenswert:

a) Es ist unmöglich, aus der kalten Labrador-Strömung den »kalten Wall« der Küste der Vereinigten Staaten herzuleiten, da auf der Neufundland-Bank fast nie ein ständiger Strom vorhanden ist. Vielmehr ist dies Flachseegebiet in der Hauptsache stromlos, ebenso auch die übrigen unter den Küsten Neuschottlands und der Neuengland-Staaten liegenden Gewässer bis nach Kap Hatteras hin; es herrschen zwischen dem Lande und der linken Flanke des Golfstromes Gezeitenbewegungen vor, wenn schon manchmal unter der unmittelbaren Windwirkung (im Winter bei Nordwest- bis Nordostwinden) das Wasser zeitweilig nach Südwesten treibt. Eine wirkliche Küstenströmung hat man erst südlich von Kap Hatteras zu erwarten, und zwar besteht sie daselbst aus umkehrendem Wasser des Golfstromes selbst.

b) Nennenswerte jahreszeitliche Schwankungen der Axe und der linken (nördlichen) Kante des Golfstromes sind nicht vorhanden.

c) Auf der rechten (südlichen) Stromseite sind Meerströme nach Südwesten sehr häufig; sie erstrecken sich bis nach den Bermuda-Inseln, sind natürlich auch nicht stetig und oft durch Nordoststrom ersetzt.

d) Östlich von ungefähr 40° westl. L. auf der Route von New-York nach dem Englischen Kanale ist die Golfströmung schon so schwach und unregelmässig, dass ihre Bedeutung wenigstens für die Navigation einem Minimum sich nähert.

e) Unter den Ausläufern des Golfstromes ist erstens die Strombewegung in der Biscaya-See zu nennen. Hier finden wir jetzt die Rennellströmung getilgt; über dem flachen östlichen Teile dieser See und auch auf den »Gründen vor dem Kanale« giebt der neue Atlas mit Recht für keinen Monat eine vorherrschende Bewegungsrichtung an, weil eine solche eben fehlt; über dem tiefen westlichen Teile dagegen sind östliche und südöstliche Versetzungen eingezeichnet, welche aber zeitweise (z. B. im Juni) unter der spanischen Küste nach Kap Finisterre hin in südwestliche Richtungen übergehen.

Sowie wir auf einer Reise nach Süden Kap Finisterre passiert haben, gelangen wir in das Bereich des zweiten Zweiges der Golfströmung, der schliesslich zur Kanarienströmung wird. Diese nach Süden setzende Trift ist auf der europäisch-afrikanischen Seite von 50° nördl. Br. bis 10° nördl. Br. ununterbrochen verfolgbar, ja in manchen Monaten bis 5° nördl. Br.

Interessant ist speziell die Bewegung der Gewässer an der Küste von Kap Verde bis Kap Palmas. In Übereinstimmung mit den Untersuchungsergebnissen des Niederländischen Meteorologischen Institutes [1]) zeigt es sich, dass vom Dezember bis Mai unter Land und auch noch in einem Abstande bis reichlich 100 Seemeilen der Strom nach Süden und Südosten setzt, als Folge des um diese Jahreszeit durchstehenden Nordost- und Nordpassates; während der Zeit vom Juni bis in den November herrschen aber Bewegungen nach Nordwesten dicht an der Küste, nach Norden und Nordosten in einem grössern Abstande von der Küste vor, im Anschlusse an die südlichen und südwestlichen Winde dieser Saison. Ist dieser Südwestmonsun sehr westlich, d. h. weht er aus WSW oder gar aus West, dann setzt auch im Sommer zwischen Sierra Leone und Kap Palmas, also auf

[1]) S. »De Guinea- en Aequatoriaal Stroomen«, Utrecht 1895.

der südlichen Teilstrecke dieses Küstenstriches, das Wasser nach Südosten, während andererseits bei südlichen Winden im Winter auf dieser selben Teilstrecke das Wasser zeitweise nach Nordwesten fliesst (siehe August-, Oktober-, Novemberkarten). Man muss also sagen:

1. Auf der nördlichen Hälfte von 15° nördl. Br. bis Sierra Leone (8° nördl. Br.) ist ein von dem allgemeinen halbjährlichen Wechsel des Windsystems abhängiger regelmässiger Stromwechsel zwischen Nordwest- und Südostrichtung vorhanden.

2. Dieser Wechsel ist im Grunde auch für die südliche Hälfte (8° nördl. Br. bis Kap Palmas) gültig, wird hier aber sehr häufig und oft überdeckt und abgelöst von Triften, welche den im einzelnen Falle auftretenden Windrichtungen sich anpassen.

Im Gebiete des Südatlantischen Ozeanes tritt unter der brasilianischen Küste nördlich von 20° südl Br. bis nach Pernambuco (aber auch nur auf dieser Strecke) der regelmässige Stromwechsel auf den englischen Stromkarten ebenfalls zu Tage, so dass man jetzt die einschlägigen Verhältnisse sicher kennt. In den Monaten März bis September muss man hier also ziemlich bestimmt auf den oft recht kräftigen nördlichen Meerstrom rechnen, etwa 40 bis 50 Seemeilen vom Lande, in den Monaten Oktober bis Februar ist bei jetzt meist sehr östlichem Passate dieser nördliche Küstenstrom nicht vorhanden, das Wasser setzt nun vielmehr in seiner Gesamtheit nach Südwesten.

In der grossen, von Kap Frio bis Santa Catharina (27° südl. Br.) sich erstreckenden Meeresbucht, in deren innerem Teile Santos liegt, kommen Gegenströme nach Norden und Nordosten fast niemals vor, obwohl manche Stromkarten gerade hier solche Meeresströme angeben; das Wasser setzt vielmehr auch hier allgemein nach Südwesten zum Lande hin.

Die von deutscher Seite zuerst nachgewiesene Falklandströmung ist nunmehr für alle Monate durch die neue Darstellung gesichert. In dem Gebiete zwischen Staaten Island, den Falklands-Inseln und der Ostküste Patagoniens hat also das von Süden stammende und daher kühle Wasser die vorherrschende Richtung nach Norden und Nordosten — was alle ältern Kartenwerke nicht zeigen —; nur in den grossen, an der patagonischen Küste sich mehrfach wiederholenden Buchten sind, soweit nicht Gezeitenbewegungen gespürt worden sind, Gegenströme nach Süden, zumal zur Zeit des südhemisphärischen Winters, konstatiert, jedoch ist dann weiter seewärts immer noch die eigentliche Strömung nach Nordosten vorhanden, welche übrigens bei 40° südl. Br. schon undeutlicher wird und wohl in dem dann ziemlich allgemeinen Zuge des Wassers nach Osten aufgeht.

Die Bedeutung des Golfstroms für das Klima von Nord-Europa ist von O. Pettersson studiert worden[1]). Zunächst betont derselbe, dass es noch sehr an Beobachtungsmaterial fehlt zur Beantwortung der Fragen: wo der Golfstrom im Winter zu finden ist, welchen Wärmevorrat er bringt, und wie dieser ausgenutzt wird, und ob oder welchen Schwankungen diese Wärmemenge unterworfen ist. Die Studie von Pettersson wird, da sie kein neues Material hinzubringt, nur ein vorläufiger Beitrag zur Beantwortung dieser Fragen sein.

Aus den deutschen und schwedischen Untersuchungen der Nordsee während ihres Sommers hat sich ergeben, dass alsdann das nördliche Nordseeplateau von Shetland und den Orkneys bis zur Dogger-

[1]) Meteorologische Zeitschrift. 13. p. 285 ff. Auszug in Naturw. Rundschau 1897. No. 3.

bank und dem Skagerrack von einem mächtigen Wasserlager mit hohem Salzgehalte, einem Ausläufer des Golfstromes, bedeckt ist, und dass ein zweiter Strom atlantischen Wassers durch den englischen Kanal bis zu 52° bis 53° nördl. Br. vordringt. Rings um diese Flächen findet sich Wasser von geringerem Salzgehalte, und im Osten ist alles vom salzarmen baltischen Strome überflutet, der sich durch eine relativ hohe Temperatur (17° C.) vor dem ozeanischen Wasser (12° C.) auszeichnet. Auch im Winter überquert ein mächtiger Strom atlantischen Wassers das nördliche Nordseeplateau mit hohem Salzgehalte und einer Temperatur, die selbst in der kältesten Jahreszeit selten unter 6° C. sinkt; ebenso dringt ein anderer Strom von gleichem Salzgehalte und etwas höherer Temperatur durch den englischen Kanal ein. In der Regel treten diese Flächen warmen Wassers getrennt auf; zuweilen fliessen sie zu einem grossen, zentralen Gebiete von Golfstromwasser zusammen, das von salzärmerem und kälterem Wasser umgeben ist. Im Osten ist das baltische Wasser auf einen schmalen Küstenstrom von 1° bis 2°, zuweilen von 0° und — 1° längs der schwedischen und norwegischen Küste reduziert, während das Skagerrack mit Wasser von 4° bis 5° überdeckt ist, welches wahrscheinlich aus nördlichen Gegenden des norwegischen Meeres stammt.

Zeichnet man die Linien gleichen Salzgehaltes (Isohalinen) und die Linien gleicher Temperatur des Oberflächenwassers, so findet sich ein Zusammenfallen zwischen den folgenden Grenzlinien: Isohaline von 35 pro Mille und und Isotherme von 6° (atlantisches Wasser); Isohaline von 33 und 32 pro Mille und Isotherme von 4° und 3° (norwegisches Wasser); Isohaline von 30 pro Mille und Isotherme von 2° (baltischer Strom). Vergleicht man nun diese hydrographischen Karten mit den meteorologischen für die Wintermonate, so findet man, dass die mittlern Isobaren und Isothermen eine sehr ähnliche Gestalt haben wie die Isohalinen und Isothermen der Meeresoberfläche.

Die Isobaren und Isothermen bilden im Winter langgestreckte Buchten und Schlingen, und ähnlich verlaufen die hydrographischen Isohalinen und Isothermen; die Gebiete des kleinsten Luftdruckes fallen mit der Fläche der höchsten Oberflächentemperatur des Meeres oder mit der Ausbreitung des Wassers von höchstem Salzgehalte (dem Ausläufer des Golfstromes) zusammen. »Dies weist auf die Möglichkeit eines kausalen Zusammenhanges zwischen dem Zustande des Meeres und der Atmosphäre hin, welcher darin bestehen kann, dass die Luft, welche im Winter sich über dem zentralen, am höchsten erwärmten Teile der Nordsee befindet, im Kontakte mit dem Golfstromwasser erwärmt wird und, mit Feuchtigkeit gesättigt, emporsteigt, sich in den höhern Schichten der Atmosphäre ausbreitet, wo ihre Feuchtigkeit kondensiert wird. Diese Luftsäule, welche in aufsteigender Bewegung ist, bildet gleichsam den Kern eines grossen

atmosphärischen Wirbels oder einer barometrischen Depression, welche nach aussen von einem kältern Luftlager umgeben ist.«

Mit dem Frühlinge ändert sich dieses Verhältnis; die Temperatur des baltischen Stromes nimmt rasch zu, während diejenige des atlantischen Wassers sehr langsam wächst; im April und Mai hat das Oberflächenwasser im ganzen Nordseegebiete eine fast gleichmässige Temperatur von 8° bis 9°, auch die Temperatur des Festlandes ist von der des Meeres wenig verschieden. Infolgedessen zeigen die Isobaren eine Tendenz, parallel den Breitengraden zu verlaufen; Nordsee und Skagerrack verlieren ihre frühere Anziehungskraft auf die Cyklonen, was sich durch verminderte Frequenz der Sturmbahnen kundgiebt. Im Sommer steigt die Temperatur des baltischen Stromes bis auf 17°, und die Oberfläche des ganzen Skagerrack und Kattegatt, wie die norwegische Rinne sind mit warmem Wasser bedeckt, während im nordwestlichen Teile der Nordsee das Wasser nur 12° bis 13° warm ist; die Isothermen gehen jetzt diagonal, und das Temperaturgleichgewicht ist wieder gestört. Im September und Oktober vermindert sich der baltische Strom, nordisches Wasser von 32 bis 33 pro Mille Salzgehalt tritt am Skagerrack auf; im November herrscht Temperaturgleichgewicht, aber die Temperatur des Landes ist jetzt bedeutend niedriger, und die Frequenz und Intensität der Cyklonen nimmt daher zu.

Diese Beziehung zwischen dem Zustande des Meeres und den meteorologischen Erscheinungen ist begründet in dem Wärmeaustausche zwischen der warmen Meeresoberfläche und der darüber befindlichen Luft, und Pettersson stellt den Satz auf: »Die Bedingung für die Entstehung einer dauernden barometrischen Depression im Winter über irgend einem Teile des Atlantischen Ozeanes ist, dass ein Zweig oder Ausläufer des Golfstromes dort vorhanden ist, welcher dem Minimum als Unterlage dient, woraus dasselbe die zu seiner Erhaltung nötige Energie schöpft.« Kann dieser Satz zunächst auch nur auf die thermische Erforschung der Nordsee gestützt werden, so sprechen doch auch die bisher noch sehr lückenhaften Daten aus den Meeresregionen, die gleichfalls als Gebiete barometrischer Depressionen im Winter bekannt sind, für die Gültigkeit desselben.

Zur Beantwortung der Frage, welchen Wärmevorrat die Ausläufer des Golfstromes bringen, und wie diese Wärme ausgenutzt wird, standen dem Verfasser nur Daten aus der systematischen Erforschung der Nordsee und der Ostsee zur Verfügung, wo 1893 und 1894 zu verschiedenen Jahreszeiten Tieflotungen an denselben Stellen ausgeführt worden sind. Auf der Nordsee sind an vier Stationen, an denen das Wasser von der Oberfläche bis zum Boden salzreich war, also dem Golfstrome angehörte, Temperaturmessungen im August, November und Februar gemacht und ergaben übereinstimmend eine vollkommene thermische Gleichmässigkeit in der kältern Jahreszeit. Während die obern Wasserschichten im Sommer eine höhere Temperatur haben als die untern, herrscht in der kältern

Jahreszeit vom November bis März eine vollkommen gleichmässige Temperatur in allen Tiefen der Nordsee von der Oberfläche bis zum Boden. Die im Herbste an der Oberfläche sich abkühlenden Wasserteilchen sinken nämlich wegen des überall gleichen Salzgehaltes zu Boden, während die wärmern aufsteigen, bis schliesslich die Temperatur überall gleich, im November 9.1°, Mitte Februar 6.4°, geworden. Der im ganzen Wasser aufgespeicherte Wärmevorrat wird also der Atmosphäre zugeführt und wird einzig zur Erwärmung der Luft und ihrer Sättigung mit Feuchtigkeit verwendet; hierdurch wird gleichzeitig eine vollständige Ventilation des Nordseewassers bewirkt. Zur Ermittelung der Wärmemenge, welche in dieser Weise vom Wasser an die Luft abgegeben wird, sei noch angeführt, dass im August bis zu 50 *m* Tiefe die Temperatur 12.2° und von da bis zum Boden in 200 *m* Tiefe 9.2° gefunden wurde. Daraus ergiebt sich die Wärmeabgabe pro Quadratmeter vom August bis zum November zu 150000 Kalorien und vom November bis Mitte Februar = 540000 Kalorien, eine Wärmemenge, welche wohl ausreichen wird, um der Luft die zur Erhaltung der Depressionen notwendige Energie mitzuteilen.

In der Ostsee liegen die Verhältnisse anders; ihre muldenförmigen Vertiefungen sind mit spezifisch schwererem Wasser von mehr als 9 pro Mille Salzgehalt angefüllt, welches an den vertikalen Konvektionsströmungen des leichtern (7 bis 8 pro Mille Salzgehalt) Oberflächenwassers nicht teilnimmt. Im Sommer wird die Deckschicht bis zu einer gewissen Tiefe auf 16° bis 18° C. erhitzt; beim Abkühlen im Herbste sinkt das Wasser jedoch nur bis zum Boden dieser Deckschicht, etwa 50 bis 60 *m*, und nur in dieser erfolgt die Abkühlung durch Konvektionsströme. Während die Temperatur des Bodenwassers in den Vertiefungen das ganze Jahr hindurch unverändert bleibt, zeigt die Deckschicht im August bis 20 *m* Tiefe 15° C. und bis zur Grenze 6° bis 7°, im November hat die ganze Deckschicht 8.5° und im März 1.4° C. ergeben. Daraus berechnet sich die Wärmeabgabe pro Quadratmeter vom August bis November = 130000 Kalorien und vom November bis März = 355000 Kalorien. Ist also die Wärmeabgabe der Ostsee an die Atmosphäre trotz des grössern Temperaturgefälles (15° bis 1.4° C.) geringer als die der Nordsee, so reicht doch auch sie hin, um auf die klimatischen Verhältnisse der Atmosphäre einen wesentlichen Einfluss zu üben.

Der Zustand des norwegischen Meeres zwischen Süd-Grönland und Island, wo sich die grossen barometrischen Depressionen im Winter ausbilden, ist unbekannt. Durch die Lotungen der norwegischen Expedition weiss man jedoch, dass im östlichen Teile sich wenigstens 200 bis 300 *m* mächtige Oberflächenschichten von warmem Wasser befinden, welche im Herbste und im Winter in Wärmeaustausch mit der Atmosphäre treten müssen. Es unterliegt daher keinem Zweifel, dass auch hier derselbe Vorgang, obschon in weit

grösserem Massstabe als in der Nordsee und der Ostsee, sich abspielt und die Bildung der Depressionen in diesen Gegenden erklärt.

Die Frage endlich nach der Konstanz der Wärmequelle, welche der atlantische Warmwasserstrom jährlich der Atmosphäre zuführt, sucht Pettersson in der Weise zu beantworten, dass er für diejenigen Winter, welche in ihrem allgemeinen Charakter von der Norm abwichen, die Wärmeverteilung in dem wärmern Gebiete des Atlantischen Ozeanes studierte. Er wählte hierzu fünf Stationen, zwei in Island und je eine auf den Faröer, Shetland und an Norwegens Küste, an denen seit 22 Jahren regelmässige meteorologische Beobachtungen gemacht sind. In dieser Zeit war das Jahr 1888 ungewöhnlich kalt, 1890 ungewöhnlich mild. Es findet sich nun, dass die Temperatur des ganzen östlichen Hauptzweiges des atlantischen Stromes im Jahre 1888 bedeutend unter der normalen war, während im Winter 1890 die Wassertemperatur an diesen Stationen beträchtlich höher war als der Mittelwert. Der westliche Zweig war dagegen beträchtlich wärmer im Jahre 1888 und kälter im Winter 1890. Dadurch ist erwiesen, dass die Wärmeaxe des Golfstromes in gewissen Jahren eine westlichere, in andern eine östlichere Lage einnimmt, und die Ursache der kalten Periode von September 1887 bis Oktober 1888 scheint darin zu liegen, dass der westliche Zweig des warmen atlantischen Stromes sich auf Kosten des östlichen entwickelte.

Auch in den Jahren 1881 und 1882, von denen das erstere sehr streng, das letztere sehr mild war, fand eine Übereinstimmung statt zwischen der Oberflächentemperatur des Atlantic und der Lufttemperatur des Winters im nördlichen Europa; der strenge Winter 1881 war aber nicht durch eine Oszillation der Wärmeaxe des Golfstromes nach Westen bedingt, da die Meerestemperatur sowohl im Westen Islands wie im östlichen Strome überall sehr herabgesetzt war im Januar und Februar 1881. Der atlantische Driftstrom zeigt also in gewissen Jahren Schwankungen, nicht nur in seiner Richtung, sondern auch in seiner Intensität, welche mit gewissen klimatischen Verhältnissen in Nord-Europa zusammenzufallen scheinen.

Pettersson hat noch spezieller die Verhältnisse der Nordsee und der Nordseeländer untersucht. Die Messungen im Februar 1894 und im Februar 1895 zeigten, dass die Ausbreitung des ozeanischen Wassers von mehr als 35 pro Mille Salzgehalt (des Golfstromes) grösser war im Februar 1894 als im Februar 1895. Im letztern Jahre reichte das salzreiche, 6° warme Wasser nur bis nördlich von der Doggerbank, während das südlichere Nordseeplateau salzärmeres, kaltes Wasser (0° und 1° bis 3°) enthielt. Im Februar 1894 hingegen bedeckte das ozeanische Wasser auch den grössten Teil des südlichen Nordseeplateaus und vereinigte sich mit dem durch den englischen Kanal eindringenden Ast des Golfstromes, dessen Temperatur meist 6.8° bis 7° war; auch die Oberfläche des Skagerracks war wärmer. »Es ist somit bewiesen, dass die Temperatur der Nordsee im Winter von einem Jahr zum andern beträchtlich

schwanken kann.« Mit dieser Schwankung korrespondiert die Thatsache, dass in Skandinavien der Winter 1894 sehr mild und der von 1895 gerade in den fraglichen Monaten sehr kalt war.

Noch auffallender tritt diese Korrespondenz zwischen Meerestemperatur und Lufttemperatur in den beiden Wintern 1883 und 1896 zu Tage, von denen der erstere in Skandinavien sehr kalt und der letztere ungewöhnlich warm war.

Die Gewässer der Bank von Neufundland und ihrer weitern Umgebung bildeten den Gegenstand einer ozeanisch-geographischen Studie von Dr. Gerhard Schott [1]). Seit A. Petermann's Arbeit über den Golfstrom [2]) ist dem mittlern Teile desselben, d. h. den Gewässern der Neufundlandbänke, wo sich die krassesten Gegensätze, die überhaupt der physische Zustand des Weltozeans irgendwo zeigt, finden, eine eingehendere Behandlung an der Hand des neuern Materials nicht zu Teil geworden. Diese giebt nunmehr Dr. Schott und fügt detaillierte Karten bei, welche sich von 40° bis 50° nördl. Br. und von der amerikanischen Küste bis 40° westl. L. erstrecken. Als Monate der extremen Verhältnisse sind, den jetzigen Gepflogenheiten entsprechend, Februar und August angenommen worden.

In den Karten finden wir zunächst die im Hochsommer vorherrschenden Bewegungen. »Wir sehen, dass der Golfstrom im allgemeinen ziemlich genau dem Aussenrande der 200 *m*-Linie folgt, d. h. dass seine linke Kante ungefähr durch den Rand der Flachsee gegeben ist; in dem Masse, als die Flachsee nach Norden zurückweicht (unter den Längen zwischen Sable-I. und 53° westl. L.), dehnt sich auch der Warmwasserstrom etwas weiter nach Norden aus, wenn er auch diese tiefe Bucht unter 55° westl. L. meist nicht ganz beherrscht. Durch den Westrand der Neufundlandbank wird er aus seiner ONO-Richtung nach Südosten abgelenkt, er biegt sogleich wieder nach Nordosten jenseits von 50° westl. L. auf, kann aber, durch den hier die grösste Macht entfaltenden Eisstrom gehindert, nicht dicht an dem Ostrande der Bank entlang gleiten, sondern wird nach rechts abgedrängt: eine Schwenkung, die durch die Erhebung der Vlämischen Kappe, welche an seiner Westkante liegen bleibt, sowie durch häufige N—NW-Winde unterstützt wird; schliesslich wirkt die Erdrotation auch in gleichem Sinne ein. Dass der Golfstrom als eine geschlossene, sich schnell bewegende Wassermasse das tiefe Wasser aufsucht, ist erklärlich, wenn wir bedenken, dass er eine Mächtigkeit von mindestens 500 *m* in der westlichen Hälfte unseres Gebietes sicherlich hat.

Kräftige Vorwärtsbewegung nach Osten und Nordosten kann man im allgemeinen nur über dem tiefen Wasser erwarten; und dies ist in der That auch der Fall. Es tritt zwar manchmal (im

---

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. Heft 9. p. 201 ff.
[2]) A. a. O. 1870. Heft 6 und 7.

Sommer) warmes Wasser auch auf dem südlichen Teile der Neufundlandbank selbst auf, aber es ist dort sozusagen in fremder Umgebung verloren, es strömt nicht.

Innerhalb des warmen Wassers lassen sich Gegenden mit besonders grosser Schnelligkeit unterscheiden von solchen geringerer Vorwärtsbewegung; die grösste daselbst angegebene Versetzung ist S 86° O 89 Seemeilen in 24 Stunden, doch kommen Geschwindigkeiten des Golfstromes von über 70 Seemeilen öfters vor, jedoch nur westlich von 60° westl. L.; der Durchschnittsbetrag erreicht dagegen nur 24—30 Seemeilen täglich für die Nordost- und Südost-Richtungen und nimmt von Westen nach Osten schon innerhalb des hier behandelten Gebietes sehr deutlich ab. Es sind dies Geschwindigkeiten, die an vielen Stellen des Meeres stets auch erreicht werden; in dieser Hinsicht bietet also der Golfstrom hier bereits nichts Ausserordentliches mehr, und wenn wir die Untersuchung über 40° westl. L. nach Osten hin fortsetzten, so würde sich zeigen, wie dort der mittlere Betrag der Versetzung noch schneller und so bedeutend abnimmt, dass ein Einfluss auf die Schiffe im offenen Ozeane kaum mehr erkennbar wird; auch die Richtung der Stromversetzungen, die die Navigation feststellt, ist hier ganz verschieden und schnell wechselnd. Dies ist ein Resultat, welches die veröffentlichten sechs »Current Charts of the Atlantic Ocean« (London 1897, Hydrographic Departement, Admiralty) bestätigen, und welches den ältern Anschauungen Findlay's, Blunt's u. a. m. sich nähert, die seinerzeit von Petermann scharf bekämpft wurden, grossenteils unnötigerweise, denn der Standpunkt beider Parteien von damals ist sehr wohl vereinbar, wenn man nur zwischen dem Fliessen des Stromes und der thermischen Wirkung unterscheidet, welch letztere viel weiter reicht als der unmittelbare Wirkungsbereich der Bewegung als solcher auf die Navigation.«

Was die kalten Gewässer anbelangt, so unterscheidet Dr. Schott den eigentlichen polaren Eisstrom und den kalten Küstenstrom. »Ersterer hat eine deutliche Süd- bis Südost-Richtung, hält sich als ozeanische Strömung ebenfalls an tiefes Wasser und bewegt sich demgemäss am Ostrande der Neufundlandbank entlang, oft mit grosser Geschwindigkeit und mit ganz besonders niedrigen Temperaturen, wie die Temperaturkarten sehr klar zeigen. In der Form eines Sackes verlaufen die Isothermen unter 48, 49, 50° westl. L. bis herunter nach 42° nördl. Br. Es ist dies der schon von Petermann beschriebene »arktische Keil« oder »Kaltwassergolf«. Mit diesem Strome kommen die Eisberge herab. Die Trift der tief tauchenden grossen Eisberge weit nach Süden und Osten in das warme Wasser hinein, sowie andere Überlegungen, besonders der Umstand, dass auf der Neufundlandbank selbst nirgends ein konstanter Strom gefunden worden ist, machen es höchstwahrscheinlich, dass dieser eisführende Labradorstrom in der That zum grössten Teile unter das warme Wasser taucht, resp. von letzterem oberflächlich bedeckt wird.

Eine ganz unbedeutende Menge des von Norden kommenden kalten Wassers mag mit Südwestrichtung zwischen Kap Race und den Virgin Rocks über die Bank ziehen, aber keinesfalls — dies ergiebt sich sicher — ist man berechtigt, den Labradorstrom als Ganzes über die flachen Gründe in ungeschwächtem Masse verlaufen zu lassen und ihn derart bis nach New-York hin und weiter unter Land fortzuführen. Die Berichte, die wir über die Strömungen auf der grossen Neufundlandbank von Schiffen haben, welche dort vor Anker gelegen haben — dies ist natürlich das Massgebende —, führen ganz übereinstimmend zu dem Ergebnisse, dass auf der Bank alle möglichen Richtungen des Stromes auftreten, dass ferner die Bewegungen durchweg schwach sind, und sehr häufig gar keine Trift zu konstatieren ist. Ja, es treten über grössern Strecken, nicht bloss unter der Neufundlandküste, regelmässige Gezeitenbewegungen auf, indem man einen etwas stärkern Flutstrom nach Südwesten, einen schwächern Ebbestrom nach Nordosten wahrnimmt.

Der Labradorstrom als solcher tritt nicht auf die Bank; dies ist das wichtigste Ergebnis, welches wiederum in erfreulicher Weise durch den neuen englischen Stromatlas bestätigt wird. Die Karten dieses Werkes zeigen nämlich für die Neufundlandbänke überhaupt sehr wenig Versetzungen, und das Material, welches vorliegt (für die Monate Januar, Juni und November), lässt jedenfalls so viel sicher erkennen, dass von einer Kontinuität des Labradorstromes mit dem über der Bank und unter Neuschottland sich findenden kalten Wasser, mit dem »cold wall«, nicht die Rede sein kann.

Nach den vorliegenden Beobachtungen ist es gänzlich unmöglich, über die Neufundlandbank eine kalte Strömung herzuleiten; »der Schluss scheint ganz naheliegend, ja der einzige Ausweg zu sein, dass man annimmt, die unter der Küste Neuschottlands u. s. w. bis nach New-York häufig auftretenden Versetzungen nach Südwesten seien in der Hauptsache — wenn auch nicht ausschliesslich — die Fortsetzung des Cabotstromes, d. h. des in der westlichen Hälfte der Cabotstrasse südwärts fliessenden Wassers: dasselbe muss doch irgendwohin weiter abfliessen. Soweit Verf. sieht, ist diese Meinung bislang noch nicht ausgesprochen worden; sie wird aber nicht bloss durch diejenigen Thatsachen gestützt, die sich auf die Bewegungen der Gewässer der grossen Neufundlandbank beziehen, sondern auch die Temperaturerscheinungen passen gut hierzu. Der Verlauf der Isothermen im August macht es nicht wohl möglich, eine kalte oder kühle Strömung nach Südwesten über der Neufundlandbank selbst zu erkennen — ist doch das Wasser daselbst im Mittel ganz beträchtlich wärmer als am Ostrande der Bank, wo erst der polare Strom sich findet — dagegen können die kühlen Temperaturen nahe unter Neuschottland (14—16°) sehr wohl aus dem St. Lorenz-Golf stammen, dessen Oberflächentemperaturen auch im August etwa 15° C. im Durchschnitte betragen, und dessen Wasserwärme schon in ganz geringer Tiefe (70 bis 90 *m*) bis nahe an 0° C. herabgeht. Im Winter haben

wir bei der dann vorhandenen ausgedehnten Vereisung des Golfes natürlich erst recht keine Schwierigkeiten, alle die niedrigen Temperaturen der ostamerikanischen Küste und ihre Begleiterscheinungen aus dem St. Lorenz-Golfe herzuleiten. Es ist sehr wohl denkbar, dass bei der Erscheinung des kalten Wassers unter der Ostküste der nördlichen Vereinigten Staaten auch der Auftrieb, d. h. ein Aufquellen von kaltem Tiefenwasser, zeitweise, zumal bei starken Nordwestwinden, die ja hier häufig sind, mit hinzutritt, aber es fehlt uns bisher die positive Grundlage der Beobachtung, um diesen Faktor noch hinzuziehen zu können.

Zeitweise mögen ja auch von der Neufundlandbank selbst Wassermengen nach Südwesten treiben, zumal bei nördlichen und nordöstlichen, durchstehenden Winden, aber der St. Lorenz-Golf ist offenbar der hauptsächlichste Quell für den kalten Küstenstrom der Vereinigten Staaten auf der Strecke bis nach New-York hin. Man bedenke auch, dass ein grosser Teil der auffälligen Phänomene nur eine Kontrastwirkung ist, hervorgerufen durch das Fehlen des warmen Golfstromes.

Westlich von Kap Sable (Neu-Schottland) bis nach New-York hin verdient dieser kühne Küstenstrom schon kaum mehr den Namen einer Strömung; das Oberflächenwasser treibt vorwiegend mit den wechselnden Winden, und wenn wir in den ausgedehnten Golf von Maine uns auf nördlichem Kurse weiter hineinbegeben, so hört sehr schnell der Strom fast ganz auf, es herrschen daselbst über den vielen flachen Bänken (George-Bank u. s. w.) Gezeitenbewegungen von Süden nach Norden und umgekehrt vor, die allerdings ein sehr deutliches Übergewicht der Flutbewegung nach Norden erkennen lassen.

Alles, was bisher über den »cold wall« und die dabei in Frage kommenden Wasser gesagt wurde, bezog sich nur auf den nördlichen Teil dieser Erscheinung, auf das Gebiet nördlich von der Breite von New-York etwa.

Südlich davon, zumal südlich von Kap Hatteras bis nach Florida hin, kann man nur in einem beschränkten Sinne noch von dem »kalten Wall« sprechen, da dem Phänomen durchaus andere Eigenschaften daselbst zukommen. Während in unserem Gebiete der niedrigen Temperatur und deren Folgen, wie Nebel u. s. w., die Hauptbedeutung zukommt, und das Fliessen des Wassers nach Südwesten sehr in den Hintergrund tritt, hat man unter der Küste von Virginia und Carolina umgekehrt eine ausgesprochene Neerströmung nach Süden, die in allen Monaten nachgewiesen wurde, aber nur eine ganz mässige Temperaturerniedrigung. Hier liegt ein typischer Reaktionsstrom vor, der sein Wasser aus links abkurvendem Golfstromwasser bezieht und, weil er von höherer nach niederer Breite zieht, kühl erscheint (Temperaturgegensatz nur 2—3°), während im Norden durch das Auftreten anderer Wasserarten der »cold wall« gebildet wird (Temperaturgegensatz bis über 20°).

Überblickt man diese Verhältnisse im grossen, so wird man zu einem Vergleiche mit den Bewegungsvorgängen in den ostasiatischen Gewässern, speziell an der chinesisch-japanischen Küste geführt, die leicht übersehbare Analogien bieten; unter diesen sei nur auf die eine aufmerksam gemacht, dass die kühle Südweströmung der chinesischen Küste auf Grund ganz sicherer Beweise keinesfalls »polaren« Ursprunges ist, sondern ebenfalls aus einem nahebei gelegenen Golfe hergeleitet werden muss, nämlich aus dem Golfe von Pe-tshi-li, welcher in fast gleichem Grade wie der St. Lorenz-Golf im Winter auf grössern Strecken Eisbildung zeigt.«

Eine regelmässige Verlagerung der Stromaxe mit den Jahreszeiten ist nicht vorhanden. »Interessanter als die Lage der Strommitte ist die Grenze zwischen warmem und kaltem Wasser, d. h. die Lage der linken oder nördlichen Kante des Golfstromes.

Es ist wahrscheinlich, dass im Winter die Golfstromgrenze ein klein wenig weiter nach Süden zurückgedrängt ist; die mittlere Verschiebung dürfte aber kaum 60 Seemeilen oder rund 100 *km* betragen. Kommt diesem Ergebnisse eine Realität zu, so steht es durchaus nicht im Widerspruche mit dem, was über die Konstanz der Lage der Stromaxe im Laufe des Jahres gesagt wurde. Denn die Stromaxe, d. h. die Gegend grösster Geschwindigkeit, kann sehr wohl dieselbe bleiben, während gleichzeitig die seitliche Ausdehnung oder die Breite der Strömung veränderlich ist. Soviel ist aber klar, dass der regelmässige jahreszeitliche Wechsel auch der Strombreite nur herzlich unbedeutend ist. Um so grösser sind dagegen die aperiodischen Änderungen in den Stromverhältnissen, und dies ist das Charakteristische in dem ganzen Gebiete. Wenn man nämlich feststellt, wie weit nach Norden das Golfstromwasser unter Umständen vordringt, und umgekehrt, wie weit nach Süden das kalte Wasser schon gefunden worden ist, so ergiebt sich, dass die innerhalb derselben Saison oder innerhalb desselben Monates der verschiedenen Jahre möglichen Verschiedenheiten der Lage der Grenze zwischen Golfstrom und Küstenstrom, resp. Labradorstrom mindestens doppelt so gross sind als die mittlere Verschiebung dieser Grenze vom Sommer zum Winter; es ist dies die deutlichste Illustration für die Untersuchung so ausserordentlich erschwerende grosse Veränderlichkeit dieser Strömungen überhaupt. Es kann vorkommen, dass man beispielsweise unter 55° westl. L. im August des einen Jahres den Golfstrom noch in $44^1/_2{}^0$ nördl. Br. findet, im August eines andern Jahres aber schon in 42° nördl. Br. die linke Kante des Golfstromes verlässt, während die jahreszeitliche Verschiebung im Mittel unter diesem Meridian nur etwa 30 Seemeilen beträgt; es ist natürlich auch nicht ausgeschlossen, dass innerhalb desselben Monates eines bestimmten Jahres ähnlich grosse Verschiebungen der Grenze eintreten.«

Alles zusammenfassend, zieht Verf. folgende Schlüsse:

I. Das Golfstromwasser 1. findet sich nur über den tiefen Gebieten;

2. hat grosse Geschwindigkeit nur westlich von 60° westl. L., ist östlich von 40° westl. L. als Strom schon fast unmerklich;

3. hat daher Bedeutung für die Schiffahrt nur in einem viel kleinern Gebiete, als das ist, für welches seine thermische Wirkung nachgewiesen ist;

4. die Jahreszeiten verursachen in der Lage der Stromaxe (d. h. der Linie der grössten Geschwindigkeit) keinen regelmässigen Wechsel, in der mittlern Breite oder seitlichen Ausdehnung des Stromes auch nur geringfügige Änderungen;

5. dagegen sind die aperiodischen Verschiebungen der Grenze zwischen warmem und kaltem Wasser sehr häufig und sehr beträchtlich.

II. Die kalten Gewässer. 1. Der Labradorstrom, ebenfalls über tiefem Wasser, ist nachweisbar nur am Ostrande der Neufundlandbank, hat eine Richtung erst nach Südosten, dann nach Süden bis Südsüdwesten, findet sein Ende im Golfstrome, und zwar östlich von 50° westl. L., gelangt also nicht an die Ostküste der Vereinigten Staaten.

2. Auf der Neufundlandbank ist keine Strömung von Bedeutung.

3. Aus dem St. Lorenz-Golfe kommt die Cabotströmung; sie gewährt die Möglichkeit, die Erscheinungen des »kalten Walles« nördlich von 40° nördl. Br. zu verstehen.

4. Südlich von 40° nördl. Br., zumal südlich von Kap Hatteras, ist der »kalte Wall« nur ein Reaktions- oder Neerstrom des Golfstromwassers selbst.

Was die Temperaturen anbelangt, so zeigt der Verlauf der Isothermen die Abnahme der Wasserwärme nach Norden und nach Westen, d. h. in der Richtung nach dem Lande hin; es gilt dies für den Sommer und auch für den Winter. »Die mittlere Jahresschwankung bleibt im Südosten unseres Gebietes, d. h. da, wo der Golfstrom immer herrscht, unter 10° und nimmt in der NW-Richtung beträchtlich zu. Das Charakteristische aber ist zweierlei: erstens der Kaltwasser-Golf unter 49—50° westl. L., der im Sommer viel deutlicher ausgeprägt ist als im Winter, was schon Petermann bemerkt hat; zweitens sind die ausserordentlich hohen Beträge merkwürdig, um welche innerhalb gewisser Flächen zu verschiedenen Zeiten die Temperaturen voneinander abweichen können. Die Mittelwerte haben daher auf diesen Strecken kaum eine reelle Bedeutung.

Dies sind wiederum Beispiele für das Hin- und Herschwanken der Stromgrenzen, von welchen schon die Rede war. Diese Schwankungen sind im Winter grösser (stellenweise über 20°) als im Sommer; das Gebiet der grössten Veränderlichkeit liegt nicht da, wo man es erwarten sollte, d. h. in der Nähe des Südrandes der Grossen Neufundlandbank, wo der eisführende Labradorstrom in den Golfstrom hereinbricht, sondern weiter im Westen, an der Grenze zwischen Golfstrom und Cabotstrom. Man wird dies aus der Natur der Strömungen

zu erklären haben. Der Labradorstrom ist, wie oben ausdrücklich betont wurde, eine tiefgehende, ozeanische Strömung und unter diesem Gesichtspunkte dem Golfstrome gleichzustellen; zwei solche mächtige Strömungen werden sich nicht leicht aus den ihnen einmal zukommenden Gebieten verdrängen lassen, die Lage ihrer gegenseitigen Grenzen wird vergleichsweise konstant sein. Anders ist es bei der Cabotströmung, welche nach Passierung der Cabotstrasse nur eine oberflächliche, unter dem Einflusse besonderer Winde sehr leicht veränderliche Strömung darstellt; ihr im Vergleiche zum Golfstromwasser stets kaltes Wasser wird leicht und schnell bei besondern Wetterlagen sich oberflächlich und vorübergehend weit ausbreiten — dann haben wir sehr niedrige Temperaturen bis in das Golfstromgebiet hinein — und auch anderseits leicht zurückgedrängt werden, wenn der Golfstrom selbst mächtig nach seiner linken Kante hin andrängt. Dort also, am Südostende der Bank, haben wir zwei Strömungen, jede mit grosser Beharrungstendenz, hier aber ist die eine Strömung mit sehr grosser Beweglichkeit ausgestattet. Es ist ausserdem ja nicht ausgeschlossen, dass nach dem Westen, nach Land hin Auftrieberscheinungen zur Vergrösserung der Veränderlichkeit der Oberflächentemperaturen beitragen.

Eine wirklich befriedigende Grundlage für die Beurteilung der Stromverhältnisse dieser Gewässer wird erst — darüber kann kein Zweifel bestehen — gegeben sein, wenn wir eine grössere Zahl gut verteilter Beobachtungen über die Temperatur und Stromrichtung in den verschiedenen Schichten bis mindestens 500 *m* Tiefe hinab aus den verschiedenen Jahreszeiten besitzen werden, und zwar für die Gegend nördlich von 40° nördl. Br. und östlich von 60° westl. L., für welche wir noch nichts Dementsprechendes haben.«

Schliesslich verbreitet sich Dr. Schott über die Eis- und Nebelverhältnisse, bezüglich deren auf das Original verwiesen werden muss.

Der Golfstrom in der Nähe der Küste des europäischen Russland und im Barents-Meere. Mit den Beobachtungen, welche die von der russischen Regierung alljährlich in das nördliche Eismeer zum Schutze des Fischfanges und der Jagd entsandten Kreuzer 1893—1895 angestellt, hat M. E. Janko einige Resultate über die Grenze des Golfstromes im Juli und August in jener Region abgeleitet[1]).

»Im Laufe der zwei Sommermonate Juli und August fliesst längs der ganzen Murman'schen Küste ein 30 Meilen breiter Streifen bedeutend (bis zur Temperatur von 9 bis 11° C.) erwärmten Wassers; gen Nordost hin sinkt wohl die Temperatur, jedoch so langsam, dass sogar beim Mátotshkin Shar die Temperatur dieses Striches Wasser noch + 3° C. beträgt. Im östlichen Teile des Meeres aber, zwischen Kolgúyef und Vàigatsh, hebt sich hiervon eine Region mit Tem-

[1]) Annalen der Hydrographie 1897. p. 215.

peraturen von 0° und darunter, welche ihre Existenz offenbar der Nähe des kalten Karischen Meeres verdankt, sehr scharf ab.

Interessant sind folgende Einzelheiten:

Middendorf sagt in seinem Aufsatze: »Der Golfstrom östlich vom Nordkap«, dass in der Nähe von Kanin ein Arm vom Golfstrome sich trennt und längs des östlichen Ufers des Weissen Meeres bis an die Mündung der Dvina zu verfolgen sei. Die niedrige Temperatur, welche in der bezeichneten Region im Jahre 1893 von mir beobachtet wurde, beweist, dass, in jenem Jahre wenigstens, es einen solchen Arm des Golfstromes nicht gegeben hat.

Wie günstig das Jahr 1893 für die Schiffahrt im Eismeere gewesen, so ungünstig war dagegen das folgende Jahr 1894. Im Anfange des Sommers wehte im Weissen Meere sechs Wochen lang ein anhaltender, oft recht frischer Nordost. Man darf annehmen, dass ähnlicher Wind auch im Karischen und im östlichen Teile des Barents-Meeres herrschte. Als Resultat dieser meteorologischen Verhältnisse erscheint ein bedeutendes Sinken der Temperatur der Oberfläche des Meeres im ganzen nordöstlichen Teile des Barents-Meeres.

Wo im Jahre 1893 die Temperatur 5° C. betrug, finden wir für 1894 eine Temperatur von 3 bis 5° C. Östlich von Kolgúyef findet man 5° bereits nicht mehr. Bei der Insel selbst sind es 3° und 30 Seemeilen östlicher schon entweder 0° oder ununterbrochenes Eis. So stand es im Juli, welcher zwar recht warm war, jedoch auf sehr kalten Mai und Juni mit frischem Nordost folgte.

Im August änderte sich das Bild vollkommen: die Wärme des Juli mit seinen Südwinden hatte das Ihrige gethan, und die Isothermen nahmen folgende Lage an: die Region der 0° Temperatur wurde weit nach Osten gerückt bis zum Meridian der südlichen Spitze von Nòvaya Zemlyá, von welchem westlich die Temperatur sehr rasch zunahm, so dass bei Kolgúyef wir schon 3° und 5° hatten — somit also der Weg zur Petschòra offen stand.

Was die Beobachtungen über spezifisches Gewicht anbelangt, so erweist es sich (wenn man annimmt, dass der Golfstrom durch blaue Farbe und spezifisches Gewicht von 1.025 charakterisiert wird), dass längs dem Murman die südliche Grenze des Golfstromes sowohl in kalten als in warmen Sommern fast parallel der lappländischen Küste, ungefähr 100 Meilen von ihr entfernt, hinzieht. Weiter nach Osten aber bleibt sich die Lage des Golfstromes in verschiedenen Jahren durchaus nicht gleich.

In warmen Sommern zieht sich seine südliche Grenze 60 Seemeilen nördlicher als Kánin-Nòs hin, richtet sich dann auf die nördliche Küste von Kolgúyef und, nachdem sie ostwärts längs desselben Parallels ungefähr bis zum Meridian der Kolokolkof-Bai sich hingezogen, wendet sie sich schroff nach Norden, zum südlichen Gänse-Kap.

In kalten Sommern aber, besonders in Sommern mit frischem Nordost, welcher zweifellos eine entsprechende Meeresströmung

hervorruft, wird der Golfstrom bedeutend nach Norden zurückgedrängt, seine südliche Grenze bleibt dann von Kánin-Nòs 100 Seemeilen entfernt und wendet sich vom Meridian dieses Kaps, ohne nach Osten gegen die Petschòra hin vorzudringen, allmählich nach Norden, zum nördlichen Gänse-Kap.

Vom nördlichen Gänse-Kap an umspült der Golfstrom die Küste von Nòvaya Zemlyá fast ununterbrochen.

Diese Beobachtungen sprechen auch dafür, dass es noch zu wenige Data für durchaus sichere Schlüsse über die Verbreitung des Golfstromes giebt, dass ungeheure Wasserflächen im Barents-Meere noch der Erforschung, harren und dass die Resultate der zukünftigen Forschungen ausser dem ihnen innewohnenden grossen wissenschaftlichen Interesse auch ihren Teil praktischen Nutzens bringen werden.«

Untersuchungen über die Sturmfluten der Nordsee giebt R. Hennig in einer Inaugural-Dissertation (Berlin 1897). K. Fischer hat den wesentlichen Inhalt derselben wie folgt zusammengefasst[1]). »Ein alter friesischer Volksglaube behauptet, dass es vorwiegend bestimmte Tage im Jahre, wie Weihnachten und Neujahr, seien, an denen die Nordsee von Sturmfluten heimgesucht werde. Die obige Abhandlung kommt zu dem bemerkenswerten Ergebnisse, dass die Thatsachen dieser Anschauung Recht geben, und macht auch den Versuch, aus der allgemeinen Wetterlage eine Erklärung dafür zu gewinnen. Selbstverständlich war es von vornherein klar, dass sich nicht wirklich für einzelne Tage, sondern höchstens für mehrtägige Epochen ein Sturmfluten-Maximum erwarten liess.

Zuerst sollte auch die Ostsee in die Untersuchung einbezogen werden; aber für sie waren aus 600 Jahren nur 49 Sturmfluten zu ermitteln. Für die Nordsee stieg die Gesamtzahl dagegen auf 469 (an 614 Tagen), von denen die älteste dem Jahre 792 angehört. Als Quellen dienten bis zum Jahre 1834 namentlich die Werke von Gerhardus Outhof und Friedrich Arends, von 1876 an die Veröffentlichungen der Seewarte. Die Fülle exakter Beobachtungen, die in den 42 Zwischenjahren angestellt sind, blieb dem Verf. trotz vieler Bemühungen grösstenteils unzugänglich, und so muss er mit berechtigtem Bedauern bemerken, dass seine Angaben für diese Zeit, zumal für die wichtigen 60er Jahre so unbestimmt, unvollkommen und fraglich seien, als beträfen sie das 12. und 13. Jahrhundert.

Auf die einzelnen Monate fällt folgender Prozentsatz aller Sturmfluttage:

Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
13	19	18	16	10	6	4	2	1	2	3	6

Die Verteilung ist also eine etwas andere, als nach Nehls speziell für Cuxhaven; denn dieser giebt, um nur die Hauptunter-

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. Litteraturbericht p. 62.

schiede hervorzuheben, für Februar und März je 4 % mehr, für den November aber 7 % weniger an, wodurch er zu einem Maximum im Dezember gelangt. Für den März (und zum grossen Teile wohl auch für die übrigen Monate) erklärt sich der Unterschied dadurch, dass Hennig nicht, wie Nehls, eine bestimmte Höhe des Wasserstandes, sondern nur die Schadenwirkungen als Kennzeichen der Sturmfluten gelten lassen konnte; die an schweren Fluten reichere Zeit des Jahres, die Anfang Oktober beginnt, umfasst aber nur noch die ersten 5—6 Tage des März, während bei Nehls letzterer noch dem Februar näher steht, als dem April.

Etwa drei Viertel aller Sturmfluten, darunter fast alle besonders verderblichen, gehören jener winterlichen Epoche an, innerhalb derer sie sich in folgender Weise auf die einzelnen Pentaden verteilen:

Oktober	2.—6.	7.—11.	12.—16.	17.—21.	22.—26.	27.—31.
	10	12	5	13	17	8
November	1.—5.	6.—10.	11.—15.	16.—20.	21.—25.	26.—30.
	11	19	17	11	22	9
Dezember	1.—5.	6.—10.	11.—15.	16.—20.	21.—25.	26.—30.
	12	10	13	13	19	11
Januar	31.—4.	5.—9.	10.—14.	15.—19.	20.—24.	25.—29.
	24	9	13	10	25	6
Februar	30.—3.	4.—8.	9.—13.	14.—18.	19.—23.	24.—28.
	10	14	5	2	10	9
März	1.—5. : 11.					

Der Verf. hat auch die Zahlen für die einzelnen Tage gebildet, hierbei aber nach der Formel abgerundet. Als Maxima erster Ordnung (mit mindestens vier Fluten) ergaben sich dann: der 25. Oktober der 9.—11. November (darunter der 10. mit 6.0), der 22.—25. November (der 24. mit 6.1), der 16., 25. und 26. Dezember, der 31. Dezember bis 2. Januar (der 1. Januar mit 6.9), der 23. bis 25. Januar (der 24. mit 6.8) und schliesslich der 4. und 5. Februar. Unverkennbare Minima fallen dagegen auf den 12.—15. Oktober (0.8—1.0), den 18. und 19., sowie den 28.—30. November (1.4—1.9), den 9., 10., 19., 20., 28. und 29. Dezember (1.0—1.5), vor allem aber auf den 6. und 7. Januar (0.6 und 0.9), den 18. und 19. Januar (0.4 und 0.8), den 28. und 29. Januar (0.8 und 1.0) und schliesslich den 8.—17. Februar. Der 14.—17. Februar waren bisher ganz sturmflutfrei!

In Ermangelung besserer Beweismittel führt Verf. noch aus, dass nach den Gesetzen der Fehlerrechnung eine Verteilung der Sturmfluten, wie die obige, recht wenig wahrscheinlich ist, und sich auch auf diesem Wege bestätigt, dass gewisse Tage des Jahres in besonderem Masse von Sturmfluten bedroht sind.

Auch die Kälterückfälle im Mai und Juni, sowie der Nachsommer sind Erscheinungen, welche relativ kurze Epochen des Jahres mit grosser Vorliebe bevorzugen, und so liegt es nahe, wie sie, auch die vermehrte Häufigkeit der Sturmfluten an gewissen Tagen auf die Tendenz zu einer bestimmten Luftdruckverteilung zurückzuführen.

Den tiefern Cyklonen, durch welche Sturmfluten auf der Nordsee hervorgerufen werden können, bieten sich im wesentlichen zwei Gruppen von Bahnen: In der Minderzahl durchqueren sie Skandinavien auf van Bebber's Zugstrasse II oder III oder einer Zwischenrichtung (wie am 5.—7. Dezember 1895), zumeist aber durchschreiten sie auf der Zugstrasse IV b Jütland oder das südliche Schweden, falls sie nicht in der Nähe der Elbmündung das Festland selbst betreten. Jene nördlichen Wirbel ziehen im allgemeinen langsamer, und so können die Sturmfluten, die sie mit sich bringen, auch länger anhalten. Die südlichen Wirbel sind dafür unsern deutschen Küsten umso gefährlicher; denn sie bringen erst Sturm aus SW, der das Wasser des Ozeanes in das Nordseebecken hineinjagt, dann Sturm aus NW, der es in der Helgoländer Bucht zusammentreibt.

Bei hohem Drucke über Central-Europa steht keine jener Bahnen offen; eine Sturmflut an den Küsten der Nordsee kann also nur dann drohen, wenn bei der Annäherung einer tiefen Cyklone bereits über dem centralen und südöstlichen Europa relativ niedriger Druck herrscht, während eine Anticyklone im SW lagert. Für die von Sturmfluten sonst ganz verschonte Epoche vom 9.—17. Februar offenbart sich unter diesem Gesichtspunkte »mit zwingender Gewalt« ein innerer Zusammenhang mit dem von Hellmann festgestellten allgemeinen Kälterückfalle während der Pentade vom 10.—14. Februar, der naturgemäss mit einer Steigerung des Druckes über Central-Europa verbunden ist. Umgekehrt entsprechen den Tagen um den 24. November und den 24. Januar, bei denen die Sturmflutenkurve Hauptmaxima hat, entschiedene Temperaturüberschüsse, bei der letztern Epoche namentlich in Ostfriesland. In gleicher Schärfe tritt im Kalender der Sturmfluten sonst nur noch der 1. Januar mit einem Maximum hervor. Nach G. Schwalbe sind aber Sylvester und Neujahr diejenigen Tage, welche bei weitem am häufigsten das Extrem der Winterkälte gebracht haben. Wenn man gleichwohl in den Temperaturmitteln um diese Zeit keiner Unterbrechung des regelmässigen Ganges begegnet, so kann dies nur daher kommen, dass die starken negativen Abweichungen einiger Jahre durch starke positive in andern einen Ausgleich finden, und damit ist auch dieses Sturmflutenmaximum ungezwungen mit den Temperatur- und Luftdruckverhältnissen in Einklang gesetzt.

Bei den übrigen Epochen, welche in der Sturmflutentabelle eine Sonderstellung einnehmen, ist letztere keine so extreme, und deshalb überrascht es vielleicht nicht, dass sie im Verlaufe der Temperaturen wenig oder gar keine Analogie finden. Eher muss es umgekehrt auffallen, dass dem äusserst kräftigen Wärmerückfalle, der die Mitteltemperaturen Frieslands vom 4. bis zum 7. Dezember um 1.36 °C. erhöht, nur ein recht unbedeutendes Sturmflutenmaximum um den 7. Dezember entspricht. Die tiefen Cyklonen dieser Epoche scheinen jedoch fast nur nordwestlich (auf Zugstrasse I a) fortzuschreiten; wenigstens spricht der Umstand hierfür, dass Grossbritannien um diese Zeit einen noch viel intensivern Wärmerückfall erfährt.

In methodologischer Beziehung ist es recht interessant, dass die Temperaturmittel einen bessern Schluss auf die Tendenz zu einer bestimmten Luftdruckverteilung zu gestatten scheinen, als die Pentadenmittel des Luftdruckes selbst.«

Die Sturmfluten in der Elbe bildeten den Gegenstand einer Untersuchung von Chr. Nehls[1]). Dieselbe erstreckt sich über den Zeitraum vom 1. Januar 1875 bis 31. Dezember 1893, stützt sich auf die in Cuxhaven angestellten Flut- und Windbeobachtungen und umfasst 13410 Tiden. Das Mittel aller 13410 Hochwasser ergiebt sich zu 4.790 *m*, das der Niedrigwasser zu 1.914 *m* über Hamburger Null (welches 3.538 *m* unter N. N. liegt). »Nördliche und südliche Winde wirken auf den Wasserstand fast gar nicht ein. Die grösste negative Abweichung vom Mittelwerte fällt sowohl für Hoch-, wie für Niedrigwasser auf Ostwind und beträgt für Hochwasser: — 0.328, für Niedrigwasser: — 0.384 *m*, also 11 — 13% der sogenannten Flutgrösse oder Differenz zwischen Niedrig- und Hochwasser. Der Wind beeinflusst also die ganze Tidebewegung. Nach der positiven Seite hin gehen die Gruppenmittel nicht ganz soweit über das Gesamtmittel hinaus, nämlich im Maximum für Hochwasser nur um + 0 283 *m* bei W und für Niedrigwasser um + 0.279 *m* bei WSW und + 0.276 *m* bei W, also um etwa 10% der mittlern Flutgrösse. Bei dieser Art der Vergleichung muss jedoch die Einwirkung der Westwinde notwendig verkleinert, die der Ostwinde aber vergrössert erscheinen; denn, da die Windrichtung viel häufiger westlich als östlich ist, so besitzen die zu grunde gelegten 19jährigen Gesamtmittel für Hoch- und Niedrigwasser von vornherein höhere Werte, als es bei gleicher Häufigkeit aller Windrichtungen der Fall sein würde.

Die gesamte Flutbewegung kann also als das Erzeugnis zweier sich übereinander lagernder Sonderbewegungen, nämlich der Gestirns- und einer Windflut betrachtet werden. Zur Bestimmung der Höhe der reinen Gestirnsflut stehen für jeden Einzelfall, den man untersuchen will, genügende Erfahrungen zu Gebote; auch der Anteil des Windes am Flutverlaufe ist somit der Ermittelung zugänglich, und die Abhandlung von Nehls gipfelt darin, ihn für eine Reihe von Sturmfluten zu bestimmen. Unter »Sturmflut« versteht er dabei, wie üblich, die ganze Erscheinung, während er ihre auf Rechnung des Windes zu setzende, zur Gestirnstide additiv hinzutretende Komponente mit »Windflut« bezeichnet. Von der Gestirnsflut ist dieselbe »ganz grundverschieden;« denn sie besteht in einem blossen Aufstau des Wassers vor dem Winde, dem zugleich ein Abfallen hinter dem Winde (an der englischen und schottischen Küste) entspricht. »Für eine gegebene Örtlichkeit und jede daselbst herrschende Windrichtung giebt es dabei für jede Windgeschwindigkeit einen

[1]) Hydrolog. Jahresbericht von der Elbe für 1895. Magdeburg 1896. Referat (K. Fischer) im Litteraturbericht der Meteorolog. Zeitschrift 1897. p. 47, woraus oben der Text.

Meistbetrag des Aufstaues, welcher auch bei längster Dauer des Windes nicht überschritten werden kann, da ihm der durch das Schiefstellen des Wasserspiegels erzeugte hydrostatische Überdruck das Gleichgewicht hält.«

Seit dem Bestehen des Telegraphen werden, wenn in Cuxhaven ein Wasserstand von 6.0 *m* am dortigen Pegel (= 5.93 H. N.) beobachtet wird, in Hamburg drei Warnungsschüsse abgefeuert. Dort pflegt das Hochwasser dann innerhalb $3^1/_2$—5 Stunden mit etwa 6.30 *m* anzulangen, und in frühern Zeiten drohte den am niedrigsten gelegenen Stadtteilen alsdann schon die Gefahr der Überschwemmung. Nach je 30 *cm* weitern Steigens werden die Alarmschüsse wiederholt.

Unter den rund 40000 Flutgipfeln der 55 Jahre 1841—1895 erreichten in Cuxhaven genau 400, in Hamburg 423 jene »Sturmfluthöhe«, also etwa 1 % oder durchschnittlich sieben im Jahre, und zwar sechs im Winter (Oktober bis März) und eine, meist nicht sehr hohe, im Sommer. Für Cuxhaven verteilen sich die 400 Sturmfluten in folgender Weise auf die einzelnen Monate:

Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.
58	48	78	69	55	39	11	2	1	3	14	22

Der April hat also nur halb soviel als der September und selbst noch weniger als der August.

Allerdings erhoben sich unter jenen 400 Fluten nur 182 über die zweite Sturmflutschwelle (6 30 *m* am Pegel), nur 78 über die dritte und wieder nur die Hälfte von diesen über die nächste, und es würde sich fragen, welchen Charakter die jahreszeitliche Verteilung der aussergewöhnlichen Sturmfluten zeigt. Über 17 besonders bemerkenswerte macht Verf nähere Angaben, und von diesen waren vier im Oktober (1845, 1868, 1874, 1881), eine im November (1850), sechs im Dezember (1863, 1873, 1880, 1883, 1894, 1895), zwei im Januar (1852 und am 1.—2. Januar 1855), fünf im Februar (1825, 1858, 1894) und eine (1874) im März. Im Dezember scheint sich also zur grössten Häufigkeit auch die grösste Heftigkeit der Sturmfluten zu gesellen. Die höchste war jedoch die vom 4. Februar 1825, bei welcher der Wind den Wasserspiegel in Cuxhaven auf 8.18 *m* emportrieb, während die blosse Gestirnstide (eine Springtide) schon bei 5.02 *m* ihren Höhepunkt gehabt hätte. Einen Fall, in dem der Wind den Gipfel der Flut um noch mehr als 3.16 *m* gehoben hätte, war nicht zu verzeichnen.

Bedeutendere Stürme pflegen in unsern Gegenden höchst selten ganz plötzlich zu entstehen und wieder zu enden, und so hat sich während der letzten 55 Jahre allein die Sturmflut vom 25. Oktober 1868 in der Zeit einer einzigen Gestirnstide abgespielt. Gewöhnlich umfassen die höheren Sturmfluten »zwei oder mehr Gestirnsfluten, welche ihre streng feststehende Periode niemals verlassen und infolgedessen die Veranlassung mehrfacher Gipfel der Sturmfluten sind.«

Nur bei der Sturmflut vom 22—23. Dezember 1894 geschah »das Merkwürdige, Unbekannte und scheinbar Unbegreifliche«, dass ein durch die Gestirnstide bedingtes Niedrigwasser so gut wie ganz ausgelöscht wurde. Am Morgen des erstgenannten Tages bestand über Schottland ein barometrischer Gradient von 7.9 *mm*; 24 Stunden später lag das Minimum schon in Südschweden; es hatte inzwischen also etwa 1000 *km* zurückgelegt. Aber ebenso schnell, wie es fortschritt, zerfiel es; »am Morgen des 24. ist eine leichte Ausbuchtung der Isobare 760 in Westrussland das einzige, was von dem grossen Phänomen noch übrig geblieben ist.«

Das Wasser begann in Cuxhaven am 22. um 3^h nachmittags zunächst kräftig zu steigen. Doch noch vor Mitternacht konnte festgestellt werden, dass der Scheitel der Sturmflut mit 6.13 *m* Höhe gegen 11^h nachmittags erschienen war. Da auch die Zeit des Gestirnshochwassers ($9^1/_2{}^h$ nachmittags) vorüber und der Sturm im Abflauen begriffen war, so glaubte man die Wasserstandsbeobachtungen abbrechen und die Einwohnerschaft der gefährdeten Orte dem sorglosen Gefühle glücklich überstandener Gefahr überlassen zu dürfen. Doch schon gegen 1^h vormittags stellte der von der Hafenwache wieder auf Posten gerufene Wasserstandsbeobachter ein neues Ansteigen der Flut fest, das nach einigen unbedeutenden Schwankungen ziemlich energisch wurde, bis um $9^1/_4{}^h$ vormittags der Höchststand von 7.45 *m* erreicht war. In Hamburg, wohin der Scheitel der Welle in 3^h 23^m, also rund eine Stunde schneller, als bei der gewöhnlichen Tidebewegung gelangte, stieg das Wasser sogar ganz ohne Unterbrechung volle 16 Stunden und 40 Minuten lang, von 3.42 *m* um 8^h nachmittags bis 8.01 *m* nach 12^h 30^m nachmittags. Die Stauwirkung, die der Wind bei diesem beispiellosen Flutverlaufe ausübte, wuchs in Cuxhaven auf 4.14, in Hamburg auf 4.42 *m* an. Doch ist zu beachten, dass diese Gipfel der Windflut fast genau auf den Zeitpunkt des nicht zur Geltung gelangten Gestirns-Niedrigwassers treffen.

Dass dies kein Zufall ist, beweist namentlich die Sturmflutperiode vom 5. bis zum 8. Dezember 1895, die nicht weniger als sechs mit voller Regelmässigkeit aufeinander folgende, die Sturmflutgrenze um 0.65—1.48 *m* überragende Gipfel hatte und dadurch ebenfalls in ihrer Art einzig dasteht. Auch die Windflutkurven nähern sich in diesem Falle Wellenlinien, die zwar etwas zackig verlaufen, aber doch durch die Lage ihrer Scheitel nicht zweifelhaft lassen, dass die Hauptwirkung des Windes in einer Hebung der Gestirns-Niedrigwasser bestand.

In der voraufgehenden Periode lebhafter Ost- und Südostwinde (Ende November) erfuhren umgekehrt die Wellenberge die grösste Senkung, und der Verf. vermutet deshalb, dass jeder Wind das Wasser mehr in den Wellenthälern als auf den Wellenscheiteln zusammentreibt. (Nach den oben angeführten Mittelwerten ist es freilich nicht das Hoch-, sondern das Niedrigwasser, das an der all-

gemeinen Erniedrigung des Wasserstandes durch östliche Winde in überwiegendem Grade teilnimmt.)

Die bei Sturmfluten bewegte Wassermenge beträgt höchstens das Zwei- bis Dreifache, wie zur Zeit normaler Wasserstände, und die Geschwindigkeit des Wassers ist höchstens 50% grösser als gewöhnlich. Was die Sturmfluten gefährlich macht, ist ausser ihrer Höhe der durch den Wind erzeugte Wellenschlag, der Seegang in der Elbe, durch den der Fluss einem Meerbusen ähnlich wird.

Zur Hydrographie des Roten Meeres. Im vorigen Jahrbuche[1]) wurde bereits der Forschungen der »Pola« im Roten Meere gedacht. Seitdem liegt auch ein vorläufiger Bericht von Professor J. Luksch über die physikalisch-ozeanographischen Forschungen dieses Kriegsschiffes vor[2]), aus dem folgendes ein das Wesentliche umfassende Auszug ist:

Was die horizontale Gestaltung des Roten Meeres anbelangt, so hat man es mit einem Meeresbecken zu thun, das im allgemeinen von NW nach SO orientiert ist bei einer Maximalbreite von 180 Seemeilen. Die zwei durch die Sinai-Halbinsel getrennten, von dem eigentlichen Roten Meere abgezweigten Golfe von Suez und Akabah sind 180 Seemeilen, bezw. 90 Seemeilen lang, bei einer Breite von 15—20 Seemeilen. Die Festlandküsten haben vorwiegend eine flache, schmale Strandregion, während nach dem Innern zu sich Gruppen von kahlen Bergkuppen aufbauen, deren Züge häufig Hochgebirgscharakter annehmen. Die Küsten sind durchweg öde, ohne jeden beständigen Süsswasserzufluss, arm an Vegetation und Tieren und, vereinzelte Örtlichkeiten ausgenommen, nahezu menschenleer.

Brauchbare Häfen und Ankerplätze sind, besonders in dem erforschten nördlichen Teile, sehr selten. Die den Ufern bis über 25 Seemeilen hinaus vorgelagerten Korallenriffe erschweren überdies den Zugang zur Küste in hohem Masse, schliessen nicht nur das Ein- und Auslaufen bei Nacht vollkommen aus, sondern gestatten dies auch bei Tage nur dann, wenn sich die Sonne im Rücken des ein-, bezw. auslaufenden Schiffes befindet, weil nur unter dieser Beleuchtung die vorliegenden Riffe erkennbar werden.

In bezug auf die vertikale Gestaltung des nördlichen Roten Meeres ist zu bemerken, dass »Pola«, um die Lücken in den bisherigen, hauptsächlich englischerseits vorgenommenen Lotungsreihen möglichst auszufüllen, 103 Tiefenmessungen ausgeführt hat; die wichtigsten scheinen diejenigen zu sein, welche (39 an Zahl) den Golf von Akabah betreffen, denn hier hatte man bisher fast nur abgebrochene Lotungen.

In dem Gebiete der Hochsee, zwischen Ras Mohammed (Südspitze der Halbinsel des Sinai) und Dschidda, lassen sich zwei tiefste

1) 7. p. 252 u. ff.

2) Sitzungsber. der Akad. der Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Klasse. 105. Abtl. I.

Stellen (mit über 1000 *m* Tiefe) unterscheiden, welche durch eine untermeerische Bodenschwelle von 585 *m* Minimaltiefe (in etwa $25^1/_2{}^0$ nördl. Br.) getrennt sind. Die nördliche Senke hat als tiefste Stelle 1168 *m* in 26° 8′ nördl. Br. und 25° 27′ östl. L., die südliche erreicht die grösste Tiefe von 2190 *m* unter 22° 7′ nördl. Br. und 38° 0′ östl. L.; beide Zahlen sind neue, von der »Pola« vorgenommene Lotungen. Die Isobathen von 500 und 200 *m* Tiefe verlaufen in der Hochsee des Roten Meeres relativ nahe den Küsten, mitunter nur wenige Seemeilen von den vorgelagerten Korallenriffen entfernt. Innerhalb der Korallenwelt — in den sich häufig findenden Kanälen — sind die Tiefen mitunter ganz erheblich, bis zu 100 *m* und darüber, doch konnte Näheres darüber bei der Kürze der Zeit nicht festgestellt werden.

Sehr verschieden voneinander sind die zwei Golfe, die dem nördlichen Roten Meere angefügt sind. Während man aus der Hochsee über eine Schwelle von 128 *m* höchster Erhebung hinweg nach dem Golfe von Akabah gelangt und dort ebenfalls wieder Wasser von über 1000 *m* Mächtigkeit antrifft, seigt der Seeboden im Golf von Suez fast unvermittelt von etwa 500 *m* der Hochsee bis zu etwa 80 *m* der Golftiefe (in der Dschubal-Strasse) an. Der Golfe von Suez ist also — was schon vorher bekannt war — ein sehr seichtes Gewässer (nirgends wird mehr als 82 *m* Tiefe gefunden), durch die Bank von Tur wird er noch in zwei Becken, ein nördliches und ein südliches, getrennt.

Dagegen ist der Akabah-Golf, besonders wenn man die vergleichsweise sehr unbedeutende Längen- und Breitenausdehnung bedenkt, auffallend tief. Die Zugangstiefen vom Roten Meere sind: 128 *m* zwischen Tiran-Insel und Sinai-Halbinsel, 36 *m* zwischen Tiran und der arabischen Küste. Die 200 und 500 *m*-Tiefenlinien halten sich fast überall sehr nahe den Küsten, die Uferkonturen wiederholend. Im mittlern und südlichen Teile des Golfes fällt der Seeboden auf der Ostküste schon 2 Seemeilen von derselben bis auf 1000 *m* und darüber ab, während die Gewässer der Westküste mässigere Tiefen aufweisen. Die Tiefenaxe liegt also dem arabischen Ufer näher als jenem der Sinai-Halbinsel. Bis auf 10 Seemeilen Entfernung von dem Nordende des Golfes bei dem Orte Akabah trifft man noch immer über 800 *m* an. Die gelotete tiefste Stelle ergab 1287 *m* in 28° 39′ nördl. Br. und 34° 42′ östl. L., d. h. ungefähr in der Mitte der Längenausdehnung des Golfes und auch fast gleich weit von beiden Ufern entfernt. Bemerkenswert ist, dass man grosse Tiefen häufig unter flachen Ufern, geringere Tiefen aber unter Steilufern zu messen Gelegenheit hatte. Der Golf von Akabah ist ausserdem, im Gegensatze zu den sonst ausgesprochenen Ansichten, an seinen Küsten mit Riffkorallen mehrfach besetzt, so bei Daháb, Nawibi, Akabah, Bir al Mashiyah, Sherm Mujawah u. s. w.

Temperatur des Wassers. In der Gegend zwischen Jambo (24° nördl. Br.) und Dschidda, wo im November und Dezember 1895

beobachtet wurde, konstatierte man eine Temperaturabnahme von der Oberfläche abwärts bis etwa 700 *m* (im Mittel um etwa 6.5°), von da an eine homotherme Schicht bis zum Grunde mit einer Temperatur von 21.5° C. In dem nördlichen Meeresteile zwischen Jambo und Ras Mohammed (Januar und Februar 1896) fand man in den obern 700 *m* die ganze Wassermasse nahezu gleichmässig erwärmt, die alleroberstenSchichten ausgenommen. Die Bodentemperatur betrug auch hier 21.5° C.

Für das gesamte Hochseegebiet des Roten Meeres bis Dschidda gilt ferner der Satz, dass die Gewässer der arabischen Gestade unter gleichen Breiten etwas stärker durchwärmt sind als diejenigen der ägyptischen Seite. Selbstverständlich können diese Angaben nur zunächst für die Herbst- und Wintermonate dieser Gegend Bedeutung beanspruchen. Im südlichen Teile des Untersuchungsgebietes war in dieser Zeit die höchste zur Beobachtung gekommene Oberflächentemperatur 29.5°, die niedrigste 26.4°; für den nördlichen Teil sind die entsprechenden Zahlen 25.9° und 22.2°.

Im Golfe von Suez ist die Wassertemperatur eine vergleichsweise sehr niedrige, die von Süden nach Norden rasch abnimmt, wobei die Differenzen in der Wärme von der Oberfläche nach dem Grunde zu im Herbste und Winter jedenfalls sehr geringe sind.

Der Golf von Akabah ähnelt in seinen thermischen Eigenschaften durchaus dem eigentlichen Roten Meere und nicht dem Suez-Golfe; er ist, wie jenes, sehr gut in allen Schichten durchwärmt; wenigstens war dies im Monate April 1896 der Fall, in welchem die Temperatur an der Oberfläche zwischen 21.5° und 22.7° sich bewegte, die Grundtemperatur aber 21.2° war, so dass, wie man sieht, fast gar keine vertikale Temperaturabnahme existierte. Streng gilt der homotherme Zustand von 500 *m* an abwärts. Das Wasser unter dem arabischen Ufer war etwas wärmer als dasjenige unter den Gestaden der Sinai-Halbinsel.

Der Salzgehalt ist, wie schon lange bekannt, im Roten Meere ein ganz ausnahmsweise hoher. Von neuen, bemerkenswerten Ergebnissen der »Pola« sei hervorgehoben, dass das Wasser unter der arabischen Küste etwas weniger salzig ist als dasjenige unter der ägyptischen. Im südlichen Teile des Gebietes hat man z. B. 40‰ Salz schon an der Oberfläche der ägyptischen Wasserseite, während man den gleichen Betrag an der arabischen Seite erst in 500 *m* Tiefe findet.

Im Golfe von Suez wurden von der »Pola« die absolut höchsten spezifischen Gewichte im ganzen Bereiche des Untersuchungsgebietes konstatiert, sie erreichten im Norden des Golfes den Wert von 1.0326, entsprechend 42.7‰ Salz.

Nimmt man mindestens für die Wintermonate eine Zufuhr von Wasser aus dem Suez-Kanale und dessen Bitterseen zum Golfe von Suez hin an — was schon bei der Diskussion der Temperaturen sich aufdrängte —, so hätte man zugleich eine ungezwungene Er-

klärung für die aussergewöhnlich starke Zunahme des Salzgehaltes im Golfe von Suez, je weiter man nördlich geht. Denn der Betrag einer etwaigen Zunahme der Verdunstung kann nicht so gross sein, um die grossen Unterschiede gegen den Salzgehalt des offenen Roten Meeres zu erklären.

Im Golfe von Akabah endlich sind die Salzgehalte, ebenso wie die oben besprochenen Temperaturverhältnisse, denen des Roten Meeres viel ähnlicher als denen des Suez-Golfes; die horizontale Verteilung sowohl wie die vertikale ist sehr gleichmässig, die Schwankung der Beträge war nur 5 ‰ (40.4—40.9 ‰).

Die Durchsichtigkeit des Seewassers im Roten Meere scheint die des östlichen Mittelmeeres, speziell der Syrischen See, nicht zu erreichen; unter sämtlichen Sichttiefen war nur eine, welche 50 *m* eben noch überschreitet, nämlich 51 *m* bei 36° Sonnenhöhe; unter Land bei ähnlichem Sonnenstande fand man anderseits nur 10—11 *m*. Auch die Farbe des Wassers ist nicht durchweg so tiefblau, wie es für das Mittelmeer die Regel ist; schon im Gebiete der Hochsee neigte sie sich vielmehr zum Grün (nach der Forel'schen Farbenskala 4—5 Teile Gelb zu 96—95 Teilen Blau); in den Küstengewässern, ferner in beiden Golfen und in den von Korallen besetzten Gebieten war die nach Grün abweichende Färbung ganz deutlich ausgesprochen.

Über den Seegang bemerkt Luksch vorläufig nur dies, dass nach den vorgenommenen Messungen und den gemachten Erfahrungen überhaupt der Seegang im Roten Meere sich sehr rasch auszubilden und ebenso rasch sich zu legen pflegt, dass ferner die einzelnen Wellen relativ hoch und sehr steil geböscht sind und mässige Längen bei kurzen Perioden besitzen.

Über die Strömungen endlich wird sich etwas Zuverlässiges erst nach genauer Sichtung des Materiales und unter Benutzung der gleichzeitig gewonnenen Temperatur- und Salzgehaltsbestimmungen sagen lassen[1]).«

Der Stille Ozean. Eine Zusammenstellung und wissenschaftliche Verarbeitung alles dessen, was über dieses grösste indische Meeresbecken und dessen physikalische Verhältnisse zur Zeit bekannt ist, bringt das Segelhandbuch für den Stillen Ozean, herausgegeben von der Deutschen Seewarte), und zwar im ersten Teile desselben unter der Bezeichnung »Allgemeine Einleitung«. Die Annalen der Hydrographie[3]) geben eine gründliche Analyse des wichtigen Werkes, aus der wir unter Beschränkung auf den physikalischen Teil folgendes hervorheben:

Die Bezeichnung »Stiller Ozean« stammt von Magellan her, der auf seiner ersten Durchquerung dieses Weltmeeres 1520 von Feuerland nach

[1]) Ann. d. Hydr. etc. 1897. p. 165.
[2]) Hamburg 1897. Mit einem Atlas von 31 Karten.
[3]) Ann. d. Hydrogr. 1897. p. 277 u. ff.

den Philippinen während seiner etwa 100tägigen Reise nur ruhiges, schönes Wetter hier antraf. Balbao, welcher von der Landenge von Panama aus 1513 zuerst das hier vor seinen Augen nach Süden hin sich ausdehnende Meer erblickt hatte, nannte es die »Südsee«, eine Bezeichnung, die heute vorzugsweise für die von den Inselgruppen im westlichen Teile eingenommene Meeresfläche gebraucht wird. Die vom französischen Geographen Buache 1750 vorgeschlagene Bezeichnung »Grosser Ozean« hat in deutschen Seemannskreisen keine Verbreitung gefunden.

Von der Gesamtfläche des Stillen Ozeanes ist mehr als die Hälfte den tropischen Einflüssen unterworfen, was durch eine Textkarte zum Ausdrucke gebracht wird, welche auch die Korallengrenze angiebt. Hervorzuheben ist noch der Inselreichtum, indem das Verhältnis der Inselfläche zur Gesamtfläche 1 : 333 beträgt (gegen 1 : 1745 im Atlantischen Ozeane).

Über die Tiefenverhältnisse erfahren wir, dass im Stillen Ozeane die grössten überhaupt gemessenen Tiefen gefunden sind, 9334 *m* südlich der Tonga-Inseln, dass aber noch weite Gebiete der Forschung harren.

Die Stromverhältnisse sind von S nach N jahreszeitlich behandelt. Besonders interessant dürfte die Erklärung des kalten Wassers der Peru- und Chile-Küste sein, das nicht dem Peru-Strome sein Dasein verdankt, sondern vielmehr kaltes Tiefenwasser ist, welches zum Ersatze des durch den ablandigen Passat nach NW fortgeführten Oberflächenwassers dient. Den Angaben über die Eisverhältnisse, denen eine Liste der im Ozeane getroffenen Eisberge angefügt ist, folgt eine Abhandlung über die Wassertemperaturen an der Oberfläche, in 400 und 1000 *m* Tiefe, welche als besonders wichtige Thatsache ergiebt, dass die Meeresströmungen sich hier bis zu einer Tiefe von 400 *m* auszudehnen scheinen, und dass das wärmste Wasser sich nicht in der Nähe des Äquators, sondern zwischen 20° und 30° nördl. Br., und zwar lediglich auf der westlichen Hälfte des Ozeanes befindet.

In bezug auf das spezifische Gewicht steht das Wasser des Stillen Ozeanes dem der andern Ozeane nach.

Die »Allgemeine Übersicht der Windverhältnisse auf dem offenen Ozeane«, giebt diese in knapper Form unter Hinweis auf den Atlas ebenso die mittlern Windverhältnisse und die Windkarten der verschiedenen Jahreszeiten. Aus diesen Abschnitten entnehmen wir, dass der Stille Ozean ebenso wie die andern seine Passate, Monsune und veränderlichen Winde hat, und dass diese genau der Luftdruckverteilung entsprechend auftreten.

Der folgende Abschnitt: »Die Winde und die Witterungsverhältnisse an den Küsten des Stillen Ozeanes«, ist sehr umfangreich, was sich aus der räumlichen Ausdehnung der Küsten des Weltmeeres und aus seinem Inselreichtume erklärt. Die Beschreibung beginnt mit den Ostküsten von Tasmanien und Australien und wird nach Norden und Osten fortschreitend, also rechts herum gegeben, die der Inseln von Nord nach Süd.

Den gefährlichen Southerly Bursters wird eine eingehende Beschreibung zu Teil, ihr Auftreten südlich von Sydney wird sofort den grössern Küstenplätzen telegraphisch gemeldet und durch ein Signal dem Publikum bekannt gegeben. Im übrigen weht namentlich an der nördlichen Hälfte der Ostküste der Südostpassat von April bis September beständig, dagegen herrschen hier im übrigen Jahre veränderliche Winde. Eigentlicher Nebel ist ungewöhnlich und kommt nur gelegentlich in den Sommermonaten zwischen Sonnenaufgang und 10 ^{h} vormittags vor. Neu-Guinea hat unter dem Einflusse des nahegelegenen Festlandes von Australien regelmässige Monsune.

Die Windverhältnisse an den Küsten Ostasiens sind eingehend behandelt, zunächst die im Monsungebiete liegende südchinesische Küste und Formosa. Im Gelben Meere sind besonders im Golfe von Petshili und von Liaotong unsere Kenntnisse über die Wind- und Witterungsverhältnisse noch recht mangelhaft. Über die Eisverhältnisse im Peiho (Tientsin) und

Lianho (Niutshuang) erfahren wir, dass ersterer Fluss von Mitte Dezember bis Anfang März, letzterer von Mitte November bis Ende März geschlossen ist; die ganze westliche Bucht des Golfes von Petshili erhält im Winter einen Eissaum, der stellenweise beträchtliche Ausdehnung nach See zu erlangt.

Das Klima der Küsten von Korea ist durch die Beobachtungen in Tschimulpo, Fusan und Yuenzan, sowie der meteorologischen Behörde in Japan einigermassen bekannt geworden. Danach nimmt Korea an dem allgemeinen Charakter des Klimas Ostasiens zwar Teil, jedoch werden die Monsune durch lokale Landwinde im Sommer und Seewinde im Winter etwas verdeckt.

Die russische Küste von Vladivostòk bis zur Amur-Mündung ist im Verhältnisse zu ihrer geographischen Breite sehr unwirtlich, während des Sommers herrschen südöstliche Seewinde, während des Winters Landwinde vor. Die Eissaison dauert durchschnittlich 3.2 Monate.

Obwohl Japan seit 1883 ein vortrefflich organisiertes Netz meteorologischer Stationen besitzt, die zum Teil schon seit 1876 beobachten, hat das grosse Material noch wenig zusammenfassende klimatologische Bearbeitung gefunden, die hier mit einem die mittlern Verhältnisse jahreszeitlich darstellenden Kärtchen gegeben wird. Aus ihnen geht hervor, dass im Winter die Westküste von Kiusiu und Nippon nur von kräftigen Dampfern mit Sicherheit befahren werden können.

Das Klima von Yesso ist streng, mit dem Japans verglichen, fast sibirisch. Dagegen ist das Klima von Süd- und West-Sakhalin weit milder als das der gegenüberliegenden Festlandküste, was durch die aus der Japan-See kommende warme Tsusima-Strömung erklärt wird.

Im Okhotskischen Meere herrschen an der West- und Nordwestküste im Winter Landwinde mit klarem Wetter, im Sommer Seewinde von Süd bis Ost mit Kälte, dichtem Nebel und Staubregen, September zeigt Land- und Seewinde mit klarem Wetter. Die Witterungsverhältnisse der Kurilen sind im allgemeinen wenig bekannt. Ein Eissaum von ganz beträchtlicher Breite umgiebt von November bis April die Nord- und die Westküste des Okhotskischen Meeres, die Zufahrten bleiben fahrbar. Winde vom Ozeane her bringen im allgemeinen Nebel.

An der Südostküste von Kamshatka bleibt Petropavlofsk im allgemeinen im Winter für die Schiffahrt zugänglich.

Im Berings-Meere ist das Wetter durchschnittlich so nass und unangenehm wie nur irgend möglich, es herrschen im Winter Landwinde aus NW und NO, im Sommer Seewinde. Die Vega-Expedition beobachtete in ihrem Winterquartiere beim Kap Serdze-Kamen am 31. Dezember 1878 einen atmosphärischen Wirbel, der sich zuerst gegen die Sonne, nachher mit ihr und zuletzt wieder gegen sie drehte.

Die Küsten und Inseln von Alaska. Point Barrow, die nordwestliche Spitze Amerikas, ist der äusserste Punkt, bis zu welchem Segelschiffe, unter Berücksichtigung des Packeises, mit einiger Sicherheit gelangen können, durchschnittlich nicht vor 10. bis 12. August; die Waldampfer gehen so weit östlich längs der Küste, als es das Eis erlaubt, ihr Ziel ist Mackenzie-Bai. Um Mitte Oktober sollten aber alle Schiffe, welche nicht überwintern wollen, aus dem Polarmeere heraus sein. Auffällig ist das Vorkommen von ungeheuer vielen Musquitos in Port Clarence.

Der Zugang zu den Pribïloff-Inseln wird häufig durch ungünstige Eisverhältnisse erschwert.

An der Nordküste von Unalashka (Fox-Inseln, Aleuten) ist die Schiffahrt fast nie durch Eis behindert.

Das Klima der Südküste der Halbinsel Alaska gleicht in auffallender Weise demjenigen von Südschweden, Süd- und Südwestnorwegen. Der Hafen von St. Paul ist nur gelegentlich mit Schlammeis bedeckt, im allgemeinen eisfrei.

Im Sitka-Sund kommt eine besondere Eigentümlichkeit der Witterung der Schiffahrt zu statten, indem die für die Einsegelung günstigen Winde bei klarem Wetter auftreten, während diejenigen, welche Regen, Schnee und Nebel bringen, aus dem Sunde herauswehen. Die Schiffahrt wird durch Eis nicht unterbrochen.

British Columbien. Durch die Strasse Juan de Fuca erleidet der Wind manchmal eine Ablenkung, indem innerhalb derselben der Wind W ist, während draussen steifer SSW weht. Im Dezember springt häufig beim Offensegeln der Strasse die leichte östliche Briese auf SSW und wächst zum Sturme an. An der Westküste der Insel Vancouver läuft mehr oder oder weniger während des ganzen Jahres eine südliche Strömung, besonders im August bis November, welche wahrscheinlich durch die im Sommer fast beständigen Nordwestwinde hervorgerufen wird. Dieser Strom vereinigt sich mit den Gezeitenströmungen der Strasse von Juan de Fuca und setzt bei Ebbe mit 4 bis 5 Seemeilen südwärts. Weiter nördlich setzt die Strömung in der Nähe der Küste zunächst nördlich, dann bis zum Eingange von Cook Inlet westlich und längs der Insel Kadyak südlich.

An den Küsten von Kalifornien herrschen im Sommer nordwestliche Winde, in See ist Nebel häufig, der Winter bringt die Regenzeit.

An der Küste des Golfes von Kalifornien weht im Sommer, von Mai bis Oktober, Südost-, im Winter Nordwestwind. Gelegentlich tritt auch ein Orkan von geringer Ausdehnung, aber grosser Kraft auf, ein sogenannter Cordonazo. Der Strom folgt im allgemeinen dem herrschenden Winde, in der Zeit der nordwestlichen Winde findet man an der Westküste des Golfes einen nördlichen, dagegen an der Festlandküste einen südlichen Strom, aufwärts bestimmte Schiffe sollten sich daher dann an der Westseite halten. Die Gezeiten machen sich im ganzen Golfe bemerklich, doch ist ihre Höhe sehr von der Küstenform und der Windrichtung beeinflusst.

In La Paz wird die Landbriese Coromell genannt, und zwar nach einem Seeräuber Cromwell, der sie zu seinen Raubzügen benutzte, die Umwandlung des Namens soll sich im Volksmunde vollzogen haben.

An der Westküste Mexikos zwischen Mazatlan und Tehuantepec wird die schöne Jahreszeit von Dezember bis Mai einschliesslich trotz der Lage auf der nördlichen Halbkugel Sommer (Verano) genannt. Sehr steife Nordwinde, wahrscheinlich Fortsetzungen von Nordern im Golfe von Mexiko, kommen im Sommer vor, im Winter Orkane, Cordonazo de San Francisco. so genannt, weil sie am häufigsten um den San Franciscus-Tag, 4. Oktober, sind. Nachts treten an der Küste öfter tornadoähnliche Gewitterböen, Chubascos, auf. Da die Schwankungen des Barometers nur selten 2,5 *mm* übersteigen, ausgenommen bei schweren Böen und Orkanen, so ist es hier im allgemeinen ein unzuverlässiger Berater bei der Vorausbestimmung des Wetters.

Mittelamerika hat eine Trockenzeit, Verano, Dezember bis März, mit nördlichen (Land-) Winden, die, wenn sie sehr stark auftreten, Papagayos genannt werden, und eine Regenzeit, Invierno, welche Ende Juni, Juli oder August durch eine kleine Trockenzeit, Veranillo de San Juan, unterbrochen wird Während der Regenzeit wehen östliche Winde, welche als Chubascos bezeichnet werden, wenn sie sehr stark auftreten. Temporales heissen starke Südwestwinde, sie kommen besonders im Juli und August vor. Norder treten vereinzelt auf.

Die meteorologischen Verhältnisse der Küste von Columbien sind sehr wenig bekannt, im allgemeinen darf man sagen, dass die Witterung sehr nass ist, und Regen im Überflusse fällt. Eine eigentümliche Erscheinung sind die Garúas, dichte, nässende Nebel. Innerhalb 60 Seemeilen von der Küste setzt ein beständiger Strom nördlich, ebenso an der Küste von Ecuador.

Die Küste von Peru bildet eine interessante Ausnahme im allgemeinen Systeme der Klimate der Erde: etwa 60 Seemeilen breit, entbehrt sie des

Passatwindes, der Regen und Gewitter und ist deshalb grösstenteils eine Wüste. Die Temperatur der Luft ist im Verhältnisse zur geographischen Breite um mehrere Grade zu kühl, und charakteristisch sind anhaltend feuchte Nebel im Winter, die Garúas, die mit schwarzem, getrocknet fest haftendem Niederschlage »Peruvian Paint« verbunden sind. Fast während des ganzen Jahres ist Südwind an dieser Küste beständig herrschend, Nordwind kommt nur gelegentlich in den Wintermonaten vor. Stürme kommen selten vor, doch können starke Fallwinde gefährlich werden, nachts herrscht leichte Landbriese.

Die Wind- und Witterungsverhältnisse der Küste von Chile sind verhältnismässig einfach und gehören zu den beständigsten der ganzen Erde. Im Norden herrschen passatartige südliche Winde, im Süden veränderliche West- und Nordwestwinde vor. Im Gebiete der Südwinde herrscht regelmässiger See- (Virazon) und Land- (Terral oder Puelche) Wind. Im Winter kommen Norder vor, bei Valparaiso auch öfters dicke Nebel. Erdbeben sind nicht selten. Der Strom setzt längs der Küste nordwärts.

An der patagonischen Küste herrschen Nordwest- und Südwestwinde, boraartige Ostwinde kommen im Winter vor. Regen ist häufig und stark.

Die Inseln im nördlichen Stillen Ozeane liegen nahezu sämtlich im Gebiete des Nordostpassats, daher sind ihre meteorologischen Verhältnisse ausserordentlich einfacher Natur.

Die Hawaiischen Inseln haben von Mai bis Oktober einschliesslich Nordostpassat, im Winter kämpft der Passat mit westlichen Winden, welche, Kona genannt, häufig stürmisch sind. Die Luvseite der Inseln ist ausserordentlich regenreich, der Regenfall erreicht 5000 *mm*. Die Leeseite ist überall da dürr und trocken, wo der Passat die Berge überschreiten kann. Sehr interessant sind die Beobachtungen am Mauna Loa und Mauna Kea. Oberhalb von 2500 *m* findet man den Passat nicht mehr, wie stark er auch unten wehen mag, bis etwa 3800 *m* Höhe herrscht Stille und darüber hinaus westliche Luftbewegung. In Lee dieser Berge wechseln Land- und Seebriese regelmässig und bringen Feuchtigkeit und Fruchtbarkeit. So liegen vielfach dürre Gebiete in unmittelbarer Nähe von üppigster Tropenvegetation.

Auf den Marianen und Karolinen erleidet der Nordostpassat im Ausgange des Sommers eine Unterbrechung durch Stillen, südliche und gar westliche Winde zu der Zeit, wo der Monsun an der asiatischen Küste voll entwickelt, und der Südostpassat am weitesten auf die nördliche Halbkugel herübergezogen ist. Es kommt vor, dass während auf Guam östliche Winde wehen, der Eingang in den Hafen San Luis de Apra durch eine schwere Dünung aus SW oder West zwischen den Riffen unpassierbar ist. Von 1850 bis 1875 sind auf den Marianen in Guam 15 Orkane beobachtet, davon 8 im November, 2 im Februar, 3 im April und je 1 im Juni und September. Auf den Karolinen kommen Orkane überhaupt nicht vor. Südlich der Palau-Inseln läuft im Juli und August eine starke östliche Strömung von zwei bis drei Seemeilen Geschwindigkeit.

Auf den Marshall-Inseln herrschen östliche Winde vor, die von August bis November von Stillen und bisweilen von heftigen Südweststürmen unterbrochen werden. Die Strömung zwischen den Inseln und Riffen ist sehr unzuverlässig.

Die Trockenzeit der Gilbert-Inseln mit Passat aus SO bis Ost fällt in die Monate Mai bis September; in der Regenzeit sind die Winde zwischen Nord und West veränderlich, gelegentlich kommen auch Stürme von orkanartigem Charakter vor. In der Trockenzeit liegen die Inseln im nördlichen Teile der westlich setzenden ständigen Äquatorialströmung, in der Regenzeit am westlichen Ende derselben. Während dieser Zeit kommen gelegentlich östliche Strömungen vor.

Dadurch, dass der höchste Luftdruck andauernd im Osten des Ozeanes liegt, und im südlichen Sommer sich eine Rinne niedrigsten Druckes von

Australien bis nach den Samoa-Inseln ausbildet, erfährt der Passat über der Inselwelt des südlichen Stillen Ozeanes grosse Störungen.

Auf den Marquesas-Inseln ist der vorherrschende Wind der Passat. Von April bis Oktober weht er aus SO, Tua-to-ha der Eingeborenen, von November bis März aus ONO, Tieu. Im Oktober bis Januar kommen manchmal frische südwestliche Winde von drei bis vier Tagen Dauer vor. Der Strom setzt in der Regel zwischen WNW und SW 0,5 Seemeilen stündlich.

Obgleich die Niedrigen oder Paumotu-Inseln ganz in der Zone des Südostpassates liegen, ist dieser doch nicht der vorherrschende Wind, nordöstliche Winde sind zu allen Zeiten häufiger hier als südöstliche. Orkane kommen vor. An der Westseite der Inseln herrscht schwere Brandung, eine Folge der Südwestdünung des Ozeanes Die Meeresströmung zwischen den Inseln ist sehr unregelmässig, bei anhaltendem Passat nach W, in der Regenzeit zeitweilig nach O. Es ist daher rätlich, die Inseln zu meiden, falls der Weg des Schiffes in deren Nähe vorüberführt.

Soweit auch die Gesellschafts-Inseln, die Schiffer- oder Samoa-Inseln und die Phönix-Inseln räumlich auseinanderliegen, so sind doch ihre Windverhältnisse im wesentlichen übereinstimmend. Von Mai bis August haben sie Südostpassat, Dezember bis März veränderliche östliche und nordöstliche, aber oft auch Nordwestwinde. Die Gesellschafts-Inseln und die Phönix-Inseln haben in der Regenzeit häufig Nordweststürme und Böen, auf den Samoa-Inseln kommen Orkane vor. Die Strömung ist bei den Gesellschafts- und Phönix-Inseln im allgemeinen westlich, an der Nordküste von Upolu (Samoa-Inseln) setzt sie im Passat nach NW, in der Regenzeit ist sie veränderlich. An der Südküste dieser Insel setzt sie fast immer östlich, nahe der Nordwestküste Tutuilas nach NW.

Die Tonga-Inseln haben in der Trockenzeit, April bis November, ziemlich beständigen Südostpassat, in der Regenzeit östliche bis nordöstliche Winde, im Februar und März treten hier Orkane auf, und zwar häufiger als bei den Samoa-Inseln.

Bei den Fidji-Inseln wird der Passat vielfach abgelenkt, von April bis Oktober, der guten Jahreszeit, schwankt er zwischen SO und ONO, von Dezember bis März ist er am flauesten und durch nördliche Winde unterbrochen. Diese Zeit, die Regenzeit, bringt auch Orkane. Die Strömungen sind zum Teil vom Winde abhängig.

Auf und in der Nähe der Tonga- und der Fidji-Inseln kommen Erd- und Seebeben vor.

Auf Neukaledonien herrschen östliche Winde, die nur ausnahmsweise die Stetigkeit wirklichen Passats erlangen. Januar und Februar sind die Orkanmonate. Die Strömung setzt nach NW, innerhalb der Riffe wird sie durch die Durchfahrten beeinflusst.

Das Klima der Neuen Hebriden ist sehr feucht, der Passat herrscht während der Trockenzeit, Juli bis Oktober einschliesslich. Während der Regenzeit wehen veränderliche Winde aus N und O, dann sind auch Orkane zu erwarten.

Im Bismarck-Archipel sind vollständig entwickelte Monsunverhältnisse vorhanden, von Anfang Mai bis Ende Oktober Südostmonsun (Passat), von Anfang Dezember bis Ende März Nordwestmonsun, April und November sind die Kentermonate. Die hohen Inseln lenken häufig den Wind ab. Die Strömung setzt dem Winde entsprechend.

Neuseeland liegt bereits in der grossen, überwiegend westlichen Luftströmung der gemässigten Zone. Es hat daher sehr veränderliche, zum Teil in ihrer Richtung durch die Gebirge der Inseln beeinflusste Winde. An der Ostküste der Mittel-Insel kommt ein föhnartiger NW vor, dem ein Südwester folgt. In der Cook- und der Foveaux-Strasse weht der Wind meist in Richtung der Strassen, Stürme sind häufig.

Die Auckland-Inseln haben ein unwirtliches Klima, Stürme und Regen sind vorherrschend.

Der Abschnitt »der Luftdruck und seine Beziehungen zu den Luftströmungen,« bringt im wesentlichen dasselbe wie die gleichen Abschnitte der früher erschienenen Segelhandbücher. Zur Erläuterung der Gesetze ist eine Wetterkarte für Australien als Textfigur beigefügt und ein Diagramm, welches die Druckverteilung für Januar bis Februar und Juli bis August auf den Linien Berings-Strasse bis Australien einerseits und Berings-Strasse bis Kap Horn anderseits veranschaulicht. Die monatliche Barometerschwankung in den Tropen hält sich nach neuern Untersuchungen zwischen 4 bis 8 *mm*. Im Berings-Meer beträgt dieselbe im Winter 40 *mm*, im Sommer 20 *mm*.

Wie Tafel 12 bis 16 des Atlas zeigt, bewirkt die ausserordentlich grosse jahreszeitliche Schwankung des Druckes über Asien und Australien eine periodisch wechselnde Druckverteilung, die Ursache der Monsune im westlichen Ozeane.

In dem Abschnitte »Lufttemperatur und Niederschläge« wird besonders darauf hingewiesen, welche Wichtigkeit für die Meteorologie genaue gleichzeitige Bestimmungen der Luft- und der Oberflächenwasser-Temperatur haben. Auch hier wird die schon oben erwähnte abnorm niedrige Temperatur der Küste Chiles durch die abnorm niedrige Temperatur des Aufquellwassers an der Küste erklärt.

Die Regenverhältnisse werden an Hand der Tafel 25 des Atlas besprochen. Die dieser zu grunde liegende Untersuchung fusst auf der Zählung der Tage mit und ohne Niederschläge, einerseits auf den Stationen der Küste und der Inseln des Stillen Ozeanes, anderseits auf einigen Hauptschiffswegen, für die hinreichendes Beobachtungsmaterial vorlag. Der »meteorologische Äquator« oder die Scheidegrenze nord- und südhemisphärischer Jahreszeiten liegt auch hier, wie im Atlantischen Ozeane, nicht auf 0°, sondern bei etwa 5° nördl. Br.

Den »Stürmen des Stillen Ozeanes« ist ein grosser Abschnitt gewidmet. Ganz sturmfrei ist der Gürtel von 5° nördl. Br. bis 9° südl. Br. und das Passatgebiet zwischen der Westküste Südamerikas und den Paumotu-Inseln, fast unbekannt sind Stürme im rein ozeanischen Teile des Nordostpassatgebietes zwischen 130° westl. L. und 145° östl. L. Im mexikanischen Stillengebiete kommen etwa 4, in der Südsee etwa 6, im ostasiatischen Monsungebiete 15 bis 20 Stürme im Jahre vor. Die Wahrscheinlichkeit, innerhalb der Tropen einen schweren Sturm zu treffen, ist demnach sehr gering. Bemerkenswert ist das Verhältnis des Vorkommens aussertropischer Stürme im nördlichen und im südlichen Stillen Ozeane. Während im erstern die Zahl der Winter- zu der der Sommerstürme sich verhält wie 6 : 1, ist in letzterem dies Verhältnis 2 : 1, was hauptsächlich in der Landfreiheit des südlichen Ozeanes begründet ist. Sehr interessant ist die aus den Monatsisobaren sich ergebende Thatsache, dass im westlichen Stillen Ozeane die tropischen Stürme nur auf der Halbkugel vorkommen, auf welcher sich zur Zeit die Axe des äquatorialen Tiefdruckgebietes befindet.«

»Über die Gezeiten des Stillen Ozeanes wissen wir nur sehr wenig. Es scheint, dass die allermeisten Angaben über Hafenzeiten und Flutwechsel sich nur auf sehr kurze Beobachtungsreihen, vielfach nur auf wenige Tage stützen, und es bleibt in vielen Fällen zweifelhaft, ob gebührende Rücksicht auf die Elimination der täglichen Ungleichheit genommen ist. Diese ist in dem ganzen Gebiete sehr merklich, so dass fast ausschliesslich oder doch an einer Reihe von Tagen in jedem Monate Eintagsfluten vorkommen.

An der amerikanischen Festlandküste ist die tägliche Ungleichheit sehr bemerkbar, die Gezeitenströmungen sind wenig bedeutend und werden sehr vom Winde beeinflusst, in den Buchten, bezw. zwischen den der Küste vorgelagerten Inseln, namentlich an der Küste von Britisch-Columbia, sind sie öfters sehr heftig und gefährlich.

Sehr lückenhaft ist das Beobachtungsmaterial stellenweise für die Küsten von Neu-Seeland, Australien und Neu-Guinea, die Ostküste von Japan und Kamschatka. Im Bismarck-Archipel und bei Neu-Guinea giebt es nur Eintagstiden.

Innerhalb des malayischen Archipels, im Golf von Siam, Tonking und der Java-See, bilden Eintagsfluten durchweg die Regel. Nördlich von Hongkong treten regelmässig zwei Hoch- und zwei Niedrigwasser auf, die jedoch stark durch die tägliche Ungleichheit beeinflusst werden. Flutbrandung (bore) kommt sehr erheblich im Mündungsgebiete des Tsientangkiang, in kleinerem Masse im Yang-tse (bei Creek anchorage) vor. Zu beachten ist, dass, ohne Zusammenhang mit den Tiden, der mittlere Wasserstand zu verschiedenen Jahreszeiten verschieden ist, was durch den Einfluss der Monsune sich erklärt.

Die Gezeitenströmungen sind im allgemeinen unerheblich im freien Wasser, der Flutstrom ist nach N oder NW, der Ebbestrom nach S oder SO gerichtet. Zwischen den Inseln und vor Flussmündungen sind die Strömungen sehr zu beachten.

An den Inseln des Stillen Ozeanes sind die Gezeitenerscheinungen im allgemeinen sehr unbedeutend, die Angaben allerdings auch gerade dieses Umstandes wegen sehr unsicher. Eigentümlich ist, dass die Gezeiten bei Tahiti sich mehr nach dem Stande der Sonne richten als nach dem des Mondes.

Die Erklärung der verschiedenen Gezeitenerscheinungen im Stillen Ozeane wird in dem Vorhandensein zweier Wellensysteme gleicher Periode im Ozeane gefunden, die sich unter einem Winkel kreuzen, und zwar für jedes der beiden fluterzeugenden Gestirne, eine Theorie, die von Airy zuerst als Vermutung ausgesprochen und von Professor Dr. Börgen weiter ausgeführt ist.«

9. Quellen und Höhlen.

Die Entstehungsweise der Biliner Mineralquellen ist auf Grund eingehender Studien von Prof. Friedrich Steiner ermittelt worden[1]). Derselbe war 1887 mit der Aufgabe betraut worden, zwei jener Biliner Quellen, welche nicht versendungsfähiges Wasser lieferten, zu untersuchen und dahin zu trachten, dass ihr Wasser versendbar werde, ohne die übrigen Quellen zu stören. Bis dahin galt die von geologischer Seite aufgestellte Ansicht, dass der Sauerbrunn von Bilin dadurch entstehe, dass in gewissen Spalten, deren Längsrichtungen nachgewiesen worden, aus der Tiefe heraus Sauerwasser steige, und dass umgekehrt dieses Sauerwasser von einzelnen Süsswasserschichten alteriert wird, welche zu den erstern in nahezu senkrecht streichenden Spalten sitzen. »Die Aufgabe war nun die, die Süsswässer abzuhalten und das Mineralwasser zu isolieren. Es handelte sich um die Durchführung von Brunnenquellenfassungen und auch um Analysen der einzelnen Quellen. Es wurde eine Zusammenstellung der Ergebnisse eines Jahres gemacht, wobei jede Quelle täglich einer Analyse unterzogen wurde, wenn auch nur hinsichtlich der Gesamtsumme der festen Bestandteile, ferner die Variationen innerhalb eines Jahres untersucht und namentlich der Zusammenhang der Quelle

[1]) Technische Blätter des deutschen polytechnischen Vereins in Böhmen. Prag 1896. p. 132.

mit den atmosphärischen Niederschlägen studiert, um eine Übersicht über die gegenseitige Beeinflussung der Quellen untereinander und von den Atmosphärilien zu gewinnen.

Trotz eingehender Studien und schwieriger Arbeiten gelang es nicht, die Moriz-Quelle vollständig vom Süsswasser unabhängig zu machen, da, wenn das Süsswasser ausgepumpt wurde, die Quelle stieg, und eine Verschlechterung derselben eintrat. Es wurden dann nach langem Studium Schritt für Schritt Schürfungen, Stollen und Schächte angelegt, langsam und äusserst vorsichtig das ganze Terrain untersucht, um die Lagerungsverhältnisse klarzulegen, und dadurch herausgebracht, dass der Gneis, aus welchem die Quelle entspringt, unter dem Terrain eine andere Figuration zeigte, wie die Oberfläche, dass hinter einem unterirdischen Gneisrücken Süsswasser sitze. Dann wurden Entwässerungsstollen angelegt, welche um das Quellengebiet herumgezogen sind, und man trachtete, die Süsswasser abzuziehen. Dieses Abziehen ist gelungen. Gleichzeitig hat aber die Ergiebigkeit aller, also auch der alten guten Quellen abgenommen. Dies nötigte später, eine Vertiefung der Quellenschachte vorzunehmen, um die Ergiebigkeit zu steigern. Das Mittel hat geholfen, um die alte Ergiebigkeit bei vollständig normaler Zusammensetzung der Quellen zu sichern. Ausserdem wurde zur Untersuchung des Terrains unterhalb der Quellen eine Tiefbohrung so durchgeführt, dass jeden Augenblick eine Verdämmung möglich war, im Falle eine Alteration eintreten würde. Mit dieser Tiefbohrung wurde zunächst Süsswasser angeschlagen. Mit vieler Mühe ist es gelungen, diese Tiefbohrungen von 32 *cm* Durchmesser gegen das einfliessende Süsswasser abzudämmen. In grösserer Tiefe wurde Biliner Sauerwasser tiefer unter einem Eisensäuerlinge angeschlagen. Es gelang, dieses Sauerwasser zu isolieren.

Nachdem die Bohrung 132 *m* Tiefe erreicht hatte, wollte Prof. Steiner das Sauerwasser, dessen Niveau im Rohre unter Terrain lag, zum Springen bringen. Zu diesem Zwecke wurde ein hölzerner Schacht abgeteuft, dessen Sohle 5 *m* unter den Sauerwasserspiegel im Bohrloche reichte. Der Schacht, der voll Süsswasser war, wurde ausgepumpt, das Bohrrohr an der Schachtsohle abgeschnitten und ein Mundstück aufgesetzt, aus welchem eine Sauerwasser-Springquelle gekommen ist. Tag für Tag ist jedoch diese Sauerbrunn-Springquelle niedriger gesprungen, nach acht Tagen war sie so tief gesunken, als das Süsswasser abgepumpt war. Es hat acht Tage gedauert, bis der hydrostatische Druck einen Ausgleich in der Vertikalen vollzogen hat. Nachdem später der Schacht wasserdicht ausgemauert war, und sich hinter dem Schachte Süsswasser ansammeln konnte, ist der Springbrunnen im Schachte wiedergekommen. Je mehr Süsswasser sich ansammelte, desto höher sprang das Sauerwasser. Damit war der Zusammenhang erbracht. Endlich konnte aus demselben Bohrloche zweierlei Wasser entnommen werden, und zwar aus dem mittlern Teile das reine Biliner Wasser, aus den untern Schichten aber eisenhaltiges Wasser.«

Auf Grund dieser und anderer Erfahrungen stellt Prof. Steiner folgende Erklärung über die Entstehung des Biliner Mineralwassers auf: »Das atmosphärische Niederschlagswasser, welches auf die umliegenden Hänge und Höhen Bilins fällt, verdunstet zum Teil, zum Teil fliesst es unregelmässig in den oberirdischen Wasserläufen ab; zum Teil dringt es in die Tiefe und speist als Grundwasser die verschiedenen Quellen.

In dem Gesteine sind hier wie anderorts zwei verschiedene Zonen zu unterscheiden. Die obere Zone umfasst solche Spalten und Klüfte, in denen das Wasser lediglich in die Tiefe dringt, ohne dieselben stetig zu erfüllen. Sie bilden die sogenannte Infiltrationszone; die untere Partie, welche bis in unbekannte Regionen reicht, ist bleibend mit Wasser erfüllt, welches jedoch keineswegs einen horizontalen Wasserspiegel bildet, sondern gegen tiefer gelegene Grundwassergebiete abfliesst und hierbei einen Widerstand zu überwinden hat, welchem zufolge 'dieses unterirdisch abfliessende Wasser, der sogenannte Grundwasserstrom, ein gewisses Gefälle aufweist. Dieses Gefälle ist der Natur des grossen Widerstandes entsprechend sehr häufig grösser als das der oberirdisch fliessenden Wasserläufe. Das Wasser selbst fliesst auch mit wesentlich geringerer Geschwindigkeit als das oberirdische ab und gewinnt dadurch wesentlich mehr Zeit, die in dem Gestein enthaltenen Stoffe zu lösen. Dieser Grundwasserstrom besitzt ebenfalls, wie unsere oberirdischen Wasserläufe keine konstante Wasserhöhe; zur Zeit grosser Trockenheit sinkt der geneigte Grundwasserspiegel, nach Zeiten grösster Niederschläge hebt er sich allmählich.

Chemisch ist das Wasser derartiger Grundwasserströme keineswegs ein homogenes. Die obern Schichten sind in der Regel weniger reich an mineralischen Bestandteilen, als die untern, hierdurch spezifisch schwerern. In unserem Falle kommt zu den natürlichen Quellenverhältnissen noch ein anderer Umstand hinzu, indem der Grundwasserstrom mit Kohlensäure, die in den Klüften und Spalten empordringt, angereichert und damit besonders befähigt wird, aus den Gesteinen bestimmte Salze in Lösung zu bringen, und trifft es nun keineswegs zu, dass die chemisch verschiedenartigen, jedoch hydrostatisch sich das Gleichgewicht haltenden, dann in der Regel übereinander liegenden Grundwasserströme verschiedener chemischer Zusammensetzung auch überall in genannter Weise geschieden bleiben. Ist ein in die Tiefe reichender Spaltenkomplex durch zufällige Umstände gegen die obern Schichten des Grundwasserstromes vielleicht durch Ockerablagerungen isoliert, und liegt die Mündung dieser Spalten an der natürlichen Oberfläche, die im übrigen durch eine wasserdichte Schicht überlagert ist, so wird an dieser Stelle das Mineralwasser zutage treten.

Der tiefste Grundwasserstrom ist in diesem Falle ein Eisensäuerling. Prof. Gintl hat eine Theorie aufgestellt und die Vermutung ausgesprochen, dass das eigentliche Biliner Wasser zuerst

Eisensäuerling war, und erst durch die Berührung mit lufthaltigem Süsswasser jene Oxydation erfolgt, welche es in nahezu eisenfreien Säuerling überführt. Die eisenschüssigen Adern in dem Gneis sind nichts anderes als Selbstreinigungsprodukte des Eisensäuerlinges, welcher in eisenfreien Säuerling übergeht. Durch Experimente wurde festgestellt, dass Grundwasser aus den in Bilin vorkommenden Gesteinen bestimmte Bestandteile nur dann auflösst, wenn Kohlensäure vorhanden ist. Woher kommt diese Kohlensäure?

Prof. Laube ist der Ansicht, dass die Kohlensäure im vorliegenden Falle aus dem Erdinnern komme, und weist diesbezüglich auf die am Ganghofberge den Gneis durchsetzenden Phonolithe und Basalte, also auf die in dieser Gegend unzweifelhaft bestandenen vulkanischen Ereignisse hin.

Prof. Gintl hat eine ganz andere Theorie aufgestellt und durch eine Reihe von Experimenten begründet. In der Umgebung der Quellen befinden sich oberhalb derselben Braunkohlenlager, und Prof. Gintl ist der Ansicht, dass die Zersetzung der Braunkohle, wenn sie unter Luftabschluss steht, nachweislich Kohlensäure abspaltet, die durch das thalwärts ziehende Wasser mitgerissen wird.«

Die Asphaltquellen am See Maracaibo schildert auf Grund eigener Anschauung Baron H. Eggers[1]). Diese Ablagerungen von Erdpech zerfallen in zwei Gruppen, die eine nördlich vom Rio Misoa in der Nähe des westlichen Abhanges der Hügelkette gleichen Namens, El Menito genannt, die andere El Mene Grande, weiter gegen Süden. Die Namen stammen von der lokalen Benennung Mene her, welche Asphalt bedeutet, während der gewöhnliche spanische Ausdruck asfalto den Eingeborenen unbekannt ist.

»Die Lage des Menito war nicht schwer zu erraten, indem eine dichte schwarze Rauchwolke dieselbe deutlich genug anzeigte, und die vom brennenden Asphalt, der durch die in der Trockenzeit von den Bewohnern hervorgerufenen Savannenbrände häufig in Brand gerät und bedeutende Rauchmassen entwickelt, herrührte.

Der Menito bildet einen ziemlich sanften, abgerundeten Hügel von fast 1 *km* im Durchmesser, aus rötlicher, steiniger Erde bestehend und mit spärlichem Graswuchse bestanden. Zerstreut an der Oberfläche von der Spitze an sieht man eine Menge kleiner stumpfer Kegel von 60 *cm* Höhe mit einer runden, kraterähnlichen Öffnung, aus der sich das Erdpech wie ein schwarzer, dickflüssiger Strom langsam ergiesst, um sich am Fusse des Hügels in grössern Lachen oder sogar in kleinen Seen anzusammeln und derart an allen tiefer liegenden Stellen bedeutende Ablagerungen von Asphalt zu bilden. Wenn man einen dieser kleinen Kegel durchsticht, findet man, dass derselbe aus mit Wasser und Asphalt vermischter Erde besteht, aus welcher indes der Asphalt allein durch die Öffnung an der Spitze

[1]) Deutsche geogr. Blätter. 19. p. 183 u. ff.

rein abfliesst. Der ausströmende Asphalt ist vollständig kalt, noch etwas unter der Temperatur der Luft und erhärtet in wenigen Tagen, so dass derselbe nur an der Oberfläche und besonders um die Mittagszeit, wenn die Sonne ihn erwärmt, sich weich erhält. Selbst an den entferntern Punkten der Ablagerung sinkt man indes doch noch immer etwas ein, wenn man auch nur ganz kurze Zeit auf einem Flecke stehen bleibt. In dem frischen Asphalt in der Nähe der Ausflussstellen bleibt man einfach stecken, was nicht ungefährlich werden kann, wenn man an eine tiefere Stelle gerät, und zahlreiche Skelette von Tieren, die auf diese Weise ein elendes Ende genommen haben, zeugen von der ungemein zähen Beschaffenheit der Materie. Besonders häufig sieht man die Panzer der grossen Land-Schildkröten (Hicotea) von $^1/_2$ *m* Länge, die hier verendet sind, aber auch Vögel kommen nicht selten im Asphalt um, ja es wurde erzählt, dass man vor einigen Jahren sogar das Skelett eines Jaguars im Menito gefunden habe.

Die erwähnten Brände, denen die Erdpechlager ausgesetzt sind, zerstören nur eine geringe Menge desselben, indem das Feuer nicht die ganze Masse ergreift, sondern nur darüber hinläuft und eine dünne Schicht davon verkohlt, über welche alsdann frischer Asphalt wieder hinwegströmt, so dass man an vielen Orten abwechselnde Lagerungen von verbranntem und frischem Asphalt antrifft. Da der Ausfluss jedenfalls grösser ist, als die auf diese Art zerstörte Menge, muss zweifelsohne die ganze Masse des abgelagerten Asphaltes in beständigem Wachsen begriffen sein.

An der Nordseite des Menito-Hügels befinden sich einige kesselartige Vertiefungen, in denen mehrere Quellen mit heissem Wasser emporsprudeln und einen 1 *m* breiten und fast ebenso tiefen Bach bilden, der in westlicher Richtung den Abhang hinabfliesst. Die Temperatur des Wassers am Ausflussorte ist 75° C., so dass man die Hand nicht darin zu halten vermag. Trotzdem sind sowohl die Quelllöcher wie auch die Wände und der Boden des Baches, dessen Wasser noch in über 30 *m* Entfernung von seinem Ursprunge die Hand verbrüht, in dichten Massen mit einer fadenförmigen, blaugrünen Alge bekleidet, wie man dies auch in andern Thermalquellen findet. Das hervorsprudelnde Wasser ist mit flüssigem Asphalt vermischt und an der Oberfläche mit einer dünnen, fluoreszierenden, dem Petroleum ähnlichen Schicht bedeckt.

Ähnlich wie der Menito bildet der Mene Grande einen sanften, aber mehr langgestreckten Hügel, der sich von Osten nach Westen ca. 2 *km* in der Länge bei 1 *km* in der Breite erstreckt und ebenfalls ein steiniges und sandiges Terrain darstellt, das mit spärlichem Graswuchse bekleidet ist. Überall sieht man auch hier dieselben kleinen kraterförmigen Öffnungen, aus denen der Asphalt hervorquillt, um sich an den tiefer liegenden Stellen in grossen Massen anzusammeln. An einem Orte, wo der Ausfluss besonders stark ist, hat sich ein förmlicher Asphaltbach gebildet, der ein ziemlich steiles Ge-

fälle hat und nach Verfs. Messungen 1 *l* pro Minute oder ca. 1500 *l* pro Tag liefert, welches bei dem spezifischen Gewichte des Asphaltes von 1.4 einem täglichen Quantum von 2100 *kg* an dieser Ausflussstelle allein entspricht. Setzt man das ganze Ergebnis der sämtlichen verschiedenen Öffnungen des Mene Grande nur gleich zehn dieser Bäche, so ergiebt sich ein täglicher Ausfluss von 21 000 *kg* oder über 7 Millionen *kg* Asphalt im Jahre.

Die beträchtlichste Ansammlung fand Verfasser in einer nach Südwest verlaufenden Quebrada oder Schlucht, die 14 *m* breit und in einer Ausdehnung von über 1 *km* mit Asphalt angefüllt war, der von dem oben erwähnten Bache herrührte. Die Mächtigkeit dieser Ablagerung, die einem schwarzen Flusse ähnlich sieht, glaubt er nach den von ihm vorgenommenen Ausgrabungen auf wenigstens 1 *m* durchschnittlich annehmen zu können, was also eine Masse von 14 000 *cbm* oder mehr als 20 Millionen *kg* Asphalt ergeben würde.«

Die Drachenhöhle auf Majorka wurde im September 1896 von E. A. Martel durchforscht, dem es gelang, 2 *km* weit in das Innere einzudringen[1]). Dabei wurde ein See von 177 *m* Länge, 30—40 *m* Breite und 4—9 *m* Tiefe entdeckt, einer der grössten unterirdischen Seen, die man bis jetzt kennt. Das Merkwürdigste an der Drachenhöhle ist ihr Zusammenhang mit dem Meere, dessen Wasser durch zwei Öffnungen in die Höhle Zugang hat. Die eine ist die Taubengrotte, deren Eingang 40 *m* breit und 10 *m* hoch ist. Nach dem Innern zu verengt sie sich derart, dass dem Menschen ein Vordringen in die Höhle unmöglich wird, nur das Meerwasser findet hier bei hohem Stande Zutritt in das Innere. Alle Teile der Höhle, die mit dem Meere in Verbindung stehen, sind mit Tümpeln von stehendem Wasser bedeckt. Obgleich keine Spur von einem unterirdischen Flusse entdeckt wurde, muss doch das Süsswasser vom Lande her Zutritt haben, da der erwähnte grosse See nur sehr schwach salzig ist. Ist bei einem heftigen Sturme besonders viel Meerwasser in die Höhle gedrängt worden, so fliesst dasselbe nach dem Sturme durch die vorhandenen Spalten wieder nach dem Meere hinaus, nachdem es den grössten Teil seines Salzes in der Höhle zurückgelassen hat. Dieser Charakter der Drachenhöhle als einer »Meeresgrotte« macht sie zu einem einzigartigen Naturgebilde für ganz Europa. Die Erforschung der Höhle fand auf Veranlassung des Erzherzogs Ludwig Salvator statt. Den grossen unterirdischen See taufte Martel nach dem bekannten Schlosse bei Triest Lago Miramar. Die Höhle ist auch nicht ganz unbevölkert; Martel fand in derselben eine Anzahl blinder Insekten, dagegen blieb die Suche nach Fischen in den Seen der Drachenhöhle ohne Erfolg.

---

[1] Umlauft, Deutsche Rundschau. 19. p. 574.

Die Höhlen des Departement Côte-d'Ore schilderte C. Drioton [1]). Ihre Anzahl beläuft sich auf 108, von denen Verf. die meisten besucht hat. Die Höhlen sind aus vorhandenen Spalten in reinem geschichteten Kalke durch die Erosion des fliessenden Wassers entstanden. Dieses Wasser entstammt der Erdoberfläche und sickert durch den Kalk, um in der Tiefe als Quelle aufzutreten.

Die Höhle von Padivac im Departement Lot ist von E. A. Martel und E. Rupien am 28. und 29. September 1896 aufs neue untersucht worden [2]). Die Länge der Höhle beträgt im ganzen etwa 2.5 *km*, und sie wird in den meisten Gängen vom Bache Padivac durchflossen, der sich etwa 100 *m* unter der Erdoberfläche befindet. Die Höhle ist sehr feucht, der Bach scheint nur geringe Schwankungen seines Wasserbestandes zu besitzen, trocknet aber auch nicht aus. Er erhält sein Wasser durch drei Öffnungen in der grossen Verwerfungsspalte, die sich 20 *km* lang zwischen Saint-Céré und Miers hinzieht. Das Innere der Höhle ist grossartig, weite Galerien und Hallen ziehen sich in den verschiedensten Richtungen hin, eine Grotte (Grand Dôme) hat eine Höhe von 90 *m*.

10. Flüsse.

Grösse der deutschen Stromgebiete. Auf der im Bureau des Wasserausschusses zu Berlin bearbeiteten hydrographischen Karte von Norddeutschland ist der Flächeninhalt der einzelnen deutschen Stromgebiete wie folgt angegeben:

Gebiet der Ostseeküstenflüsse	50 880	*qkm*
» » Nordseeküstenflüsse	14380	»
» » Memel	94535	»
» des Pregel	15030	»
» der Weichsel	196490	»
» » Oder	118611	»
(Davon Warthe	64902	)
Gebiet der Elbe	146930	»
» » Weser	45862	»
» » Ems	13036	»
» des Rheines	160023	»

Das Rheinthal unterhalb Bingen ist von A. Rothpletz in bezug auf die Art und Weise seiner Entstehung untersucht worden [3]). Diese Strecke wurde von den Geologen meist für ein Durchbruchsthal gehalten, welches der Strom sich selbst geschaffen habe, eine Erklärung, die wenig mehr als eine Verlegenheitshypothese ist und in dieser Allgemeinheit von niemand geteilt werden kann, welcher die betreffenden Strecken genauer in Augenschein nimmt. Prof.

[1]) Mém. de la Soc. de Spéléologie. Paris 1897. 1. p. 8.
[2]) Mém. de la Soc. de Spéléologie. Paris 1896. 1. p. 1.
[3]) Jahrbuch der Kgl. Preuss. geolog. Landesanstalt für 1895. 1896. 16. p. 10.

Holzapfel hat zuerst durch seine fleissigen Untersuchungen diese Hypothese in ihrer Allgemeinheit endgültig über den Haufen geworfen[1]). Die Arbeit von A. Rothpeltz bringt im ganzen eine Bestätigung der Ergebnisse Holzapfel's. Rothpletz erkennt zwischen Bingen und Trechtlingshausen zu beiden Seiten des Rheines zwei Verwerfungsspalten, die nahe in nordsüdlichere Richtung streichen und eine lange, schmale Gebirgsscholle einschliessen, deren Senkung der Abfluss des Rheines hervorrief.

Der Oderstrom, sein Flussgebiet und seine wichtigsten Nebenflüsse. Die auf staatliche Veranlassung durchgeführte Untersuchung der hydrographischen, geologischen und klimatologischen Verhältnisse der Oder liegt in einem grossen Werke nebst Atlas vor[2]).

Weichsel- und Odergebiet bilden den Übergang aus der weiten russischen Ebene mit ihrem Kontinental-Klima in das mannigfach gestaltete westliche Europa, dessen reich gegliederte Küsten dem See-Klima die Vorherrschaft verschaffen. An der untern Oder macht sich die Nähe des Meeres zwar bereits fühlbar, aber doch nur in abgeschwächtem Masse. In ähnlicher Weise kommen an der mittlern und obern Oder die schroffen Gegensätze des Kontinentalklimas, denen das Weichselgebiet noch fast ganz unterliegt, nur mehr abgeschwächt zur Geltung. Seine vermittelnde Lage zwischen Ost- und Westeuropa und der Umstand, dass die südlichen Gebietsteile grössere Höhenlage besitzen als die nördlichen, sichern dem Odergebiete ziemlich gleichmässige klimatische Verhältnisse in seiner ganzen Erstreckung, die nur wenig über $4^1/_2$ Breitengrade umfasst.

Eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit des Oderstromgebietes besteht darin, dass dasselbe nur in seinem obern, südlichen Teile durch scharf hervortretende Wasserscheiden von den benachbarten Stromgebieten geschieden ist. Im Süden und Südwesten wird es durch den von Südost nach Nordwest verlaufenden Kamm der Sudeten begrenzt, während es im mittleren Teile sowohl nach Osten als auch nach Westen zu durch keine deutliche Wasserscheide von den benachbarten Weichsel- und Elbestromgebieten getrennt ist. Diese Erscheinung erklärt sich aus der durch den geologischen Bau bedingten Oberflächengestalt des norddeutschen Flachlandes. Es lässt sich aufs deutlichste erkennen, dass die drei genannten Stromgebiete durch früher entstandene Thalniederungen, deren wesentlichste Ausbildung in die Abschmelzperiode des skandinavisch-norddeutschen Inlandeises verlegt werden muss, miteinander in Verbindung stehen.

---

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch 1894. 5. p. 225—229.

[2]) Der Oderstrom, sein Stromgebiet und seine wichtigsten Nebenflüsse. Auf grund des Allerhöchsten Erlasses vom 28. Februar 1892 herausgegeben vom Bureau des Ausschusses zur Untersuchung der Wasserverhältnisse in den der Überschwemmungsgefahr besonders ausgesetzten Flussgebieten. 3 Bände nebst 1 Tabellenband und Atlas. Berlin 1896, Dietrich Reimer, Geographische Verlagshandlung.

Durch die grossen, das norddeutsche Flachland von ONO nach WSW, von O nach W und von OSO nach WNW durchziehenden alten Thalzüge nebst den sie verbindenden Quer- oder Durchbruchsthälern wird dasselbe in verschiedene Hochflächen zerlegt, welche für die orographische Gliederung des Oderstromgebietes eine grosse Bedeutung besitzen.

An den Nordabfall der Sudeten und den Nordrand des Berglandes der Oberlausitz schliesst sich zunächst ein schwach welliges, noch vielfach von den Kuppen des ältern Gebirges durchbrochenes Hügelland mit einer mittlern Höhenlage von 200—400 *m* an. Dieses subsudetische Vorstufenland, welches sich in südöstlicher Richtung zwischen der Oberschlesisch-polnischen Platte und dem Nordabfalle der Sudeten buchtenartig vorschiebt, wird von den linksseitigen Nebenflüssen der Oder durchquert und dadurch in verschiedene Abschnitte zerlegt.

Auf der rechten Oderseite dehnt sich das Oberschlesisch-polnische Hügelland aus, welches in der bis zu 310 *m* ansteigenden Sorau-Trebnitzer Landschwelle seine westliche Fortsetzung findet. Diese Hochfläche wird im N durch die Bartschniederung begrenzt und im W durch das zwischen der Einmündung der Katzbach und Bartsch gelegene Thalstück der Oder, sowie durch die Thäler des Bober und der Lausitzer Neisse in verschiedene Abschnitte zerlegt.

Westlich der Oder schliesst sich in Niederschlesien an das subsudetische Vorstufenland, dessen Nordgrenze etwas nördlich von den Städten Liegnitz, Haynau, Bunzlau und Görlitz verläuft, die im Rückenberge bei Sorau sich bis zu 228 *m* erhebende Sorauer Hochfläche an, die vom Bober und der Lausitzer Neisse eingeschlossen wird. Begrenzt wird dieselbe im N durch eine alte, zwischen dem Grünberger und Freystadt—Dalkauer Höhenzuge verlaufende Thalniederung, deren weitere Verfolgung nach dem Spreewalde zu undeutlich wird. Sie ist von G. Berendt als das alte Glogau—Baruther Hauptthal bezeichnet worden; doch kann ihr keineswegs die Bedeutung zugesprochen werden wie dem Thorn—Eberswalder und dem Warschau—Berliner Hauptthale.

Eine weitere Gliederung erfährt das Oderstromgebiet durch den alten Thalzug, welchem die Warthe bis Jaszkowo nördlich von Schrimm folgt. Die sandige Niederung zwischen Jaszkowo und Moschin bezeichnet den alten Lauf, welchem in der Diluvialperiode die Wasser nach W zu folgten, um durch das Obrabruch hindurch das Oderthal bei Tschicherzig zu erreichen. Von hier aus schliesst sich das Thal in westlicher Richtung bis Fürstenberg dem heutigen Oderlaufe an und findet seine weitere Fortsetzung nach NW in der Niederung über Müllrose, Berlin und Nauen nach Havelberg. (Warschau—Berliner Hauptthal.)

Die Nebenflüsse, welche die Oder nach der Einmündung der Lausitzer Neisse auf der linken Seite empfängt, sind nur unbedeutend, da die Wasserscheide zwischen Elbe und Oder im Abstande von

nur wenigen Meilen von dem westlichen Thalgehänge der letztern verläuft. Infolgedessen ist kein hinreichendes Sammelgebiet für erheblichere Wassermengen vorhanden.

Ein dritter alter Thalzug verbindet die Weichsel mit dem heutigen Oder- und Elbthale. Die westliche Fortsetzung des alten Weichsellaufes liegt in dem weiten Thale, das sich über Bromberg, Nakel und Küstrin, dem Netze- und Warthethale folgend, bis zum heutigen Oderthale hinzieht. Von Küstrin bis Nieder-Finow folgte die alte Weichsel der Oderniederung. Von hier ab benutzten die Wasser die Niederung des Finow-Kanales über Eberswalde und flossen in nahezu westlicher Richtung nördlich am Glien und dem Ländchen Bellin vorüber, um sich westlich davon mit dem alten Oderthale zu vereinigen und mit ihm gemeinsam bei Havelberg in das Elbthal einzutreten. (Thorn—Eberswalder Hauptthal.)

Durch die zuletzt genannten beiden alten Thäler, das Warschau—Berliner und das Thorn—Eberswalder, wird das rechte Zuflussgebiet der Oder zwischen den Einmündungen des Obrzycko und der Warthe nördlich und südlich begrenzt, während dasselbe durch das Thalstück der Warthe von Moschin stromabwärts und durch das Thal der nördlichen Obra in drei Abschnitte zerlegt wird.

Durch die Netzeniederung und den Unterlauf des Warthethales wird das Zuflussgebiet des Baltischen Höhenrückens im Süden begrenzt. Die Wasserscheide zwischen Oder und Ostsee verläuft hier, dem Streichen der Pommerschen Seenplatte entsprechend, von SW nach NO.

Die Ostseeküste zeigt an der Grenze zwischen Vor- und Hinterpommern einen bemerkenswerten Knick; denn während die Küste von Vorpommern und Rügen im allgemeinen von NW nach SO gerichtet ist, verläuft die hinterpommersche Küste von SW nach NO Ganz dementsprechend streicht die Mecklenburg-uckermärkische Seenplatte von NW nach SO und die Neumärkisch-hinterpommersche von SW nach NW. Es verdient hervorgehoben zu werden, dass das Oderthal von dem Punkte ab, wo es aus der ursprünglichen Richtung über Schwedt, Garz und Stettin nach NNO ausbiegt, gerade in eine Linie hineinfällt, in welcher die beiden Hauptstreichrichtungen des Baltischen Höhenrückens zusammenstossen.

Das ganze Oderstromgebiet umfasst eine Fläche von 118611 *qkm*, wovon 56% auf Ackerland, 8% auf Wiesen, 5.6% auf Weiden und Ödland, 24.7% auf Holzungen und 5.7% auf Wasserfläche, Wege, Haus- und Hofräume entfallen. Eine nennenswerte Ab- oder Zunahme des ganzen Waldbestandes ist im Odergebiete seit Anfang dieses Jahrhunderts nicht eingetreten. Was den Einfluss des Waldes auf die Wasserverhältnisse anbetrifft, so heisst es hierüber: Dass die Zurückhaltung des Tagewassers durch den Wald bei ausserordentlichen Regengüssen bald eine Grenze findet, ist durch die Untersuchungen der Hochfluten in Niederschlesien vom August 1888 und in den Beskiden vom Juni 1894, die ihren Ursprung in Gebieten

mit dichtem und vortrefflichem Waldbestande nahmen, bestätigt worden. Anderseits lehrt aber die Erfahrung an mehrern Stellen des Oderstromgebietes, dass die Ersetzung des Gebirgswaldes durch Weide oder Ackerland das rasche Zusammenfliessen der Niederschläge in hohem Grade begünstigt und die Abschwemmung des Bodens an den stark geneigten Berghängen grösstenteils oder vollständig herbeiführt. — Die günstige Einwirkung der Gebirgsforsten auf die Verzögerung der Schneeschmelze wird beim jähen Eintritte der Frühjahrserwärmung allerdings etwas beeinträchtigt, trägt aber doch wesentlich dazu bei, dass die schlesischen Gebirgsflüsse im allgemeinen von übermässigen, plötzlich auftretenden Schmelzwasserfluten verschont bleiben. Im Flachlande beschränkt sich dagegen, dem Anscheine nach, die Wirkung des Waldes vorzugsweise auf Herabminderung der Bodenverdunstung und auf Bewahrung der Bodenfrische während der warmen Jahreszeit, indem der Wald durch seine Beschattung die Sonnenstrahlen vom Boden zurückhält und den die Feuchtigkeit verzehrenden Wind mässigt.

Die wohlthätigen Einwirkungen des Gebirgswaldes im Oderstromgebiete lassen sich nicht verkennen, auch wenn die Bewaldung das Auftreten verheerender Sommerhochfluten bei aussergewöhnlichen Niederschlägen nicht zu verhindern und die Ungleichmässigkeit der Speisung der Gebirgsflüsse nicht auszugleichen vermag. Die Verzögerung der Schneeschmelze und die Erhaltung der Bodenkrume an den Berghängen mit allen hieraus erwachsenden Vorteilen, namentlich in bezug auf die wesentlich verminderte Sinkstoffführung der Flüsse, verleihen dem Walde eine wichtige Stellung in der Wasserwirtschaft, und die Bewohner des Oderlandes haben volle Ursache, sich ihres Waldbesitzes zu erfreuen, an gefährdeten Örtlichkeiten neuen Waldbestand zu begründen und allenthalben den Wald zu pflegen als ein mächtiges Hilfsmittel, das die oft drohende Wassersnot zwar nicht verhindern, aber doch erleichtern kann.

Während die Lage und Gliederung des Stromgebietes sachgemäss nur in übersichtlicher Darstellung zu betrachten ist, ebenso die Einwirkung der klimatischen Erscheinungen, die sich in grössern Bezirken regeln, werden die Sondereigenschaften der einzelnen Flüsse, aus denen der Hauptstrom entsteht, durch die Eigentümlichkeit des Auftretens aller oben genannten Grundbedingungen in jedem Flussgebiete bestimmt. Wie die Oberfläche gestaltet ist, wie das Gewässernetz sich entwickelt hat, welche natürliche Beschaffenheit der Boden besitzt, sein Anbau und seine Bewaldung, diese Umstände drücken dem Flusslaufe und bis zu gewissem Grade sogar dem Flussthale ihr Gepräge auf. Mag auch an vielen Stellen die Thalbildung durch vorzeitliche Vorgänge stattgefunden haben, die mit den jetzigen Abflussverhältnissen in keiner Beziehung stehen, so sind doch wiederum an vielen andern Orten die Flussthäler von solchen Abflussmengen ausgebildet worden, wie sie noch heute vorkommen. Die nähere Schilderung der Eigentümlichkeiten, welche die bezeichneten Grund-

bedingungen in den einzelnen Flussgebieten aufweisen, also die Schilderung der Bodengestalt, des Gewässernetzes, der Bodenbeschaffenheit, der Anbauverhältnisse und der Bewaldung in jedem Gebietsanteile giebt Band II des Werkes. Liefert die Darstellung seines Gebietes ein Bild über die Ursachen der Gestaltung des betrachteten Flusses und seiner Wasserführung, so erübrigt vor allem noch eine eingehende Untersuchung über die Wirkungen, welche diese Ursachen im Laufe der Zeit ausgeübt haben und dauernd ausüben: über die Bildung des Flussthales selbst, seiner Grundrissform, seines Längengefälles, seines Bettes und des Thales, in dem seine Hochfluten verlaufen. Weiterhin sind die Fragen zu erörtern, wie der Abflussvorgang unter gewöhnlichen Verhältnissen sich abspielt, und wie er bei ausserordentlichen Niederschlägen oder beim Abschmelzen der winterlichen Schneemassen sich umgestaltet, also in welcher Weise die mittlere Wasserstandsbewegung zur Erscheinung gelangt, wie oft die verschiedenen (besonders die grossen und kleinen) Wasserstände eintreten, wie die Hochfluten und Überschwemmungen sich verhalten, wie die Eisdecke entsteht und vergeht, welche Wassermengen der Fluss bei den verschiedenen Wasserständen führt. Die gegenwärtigen Verhältnisse eines Flusses lassen sich aber nicht darstellen, ohne zugleich der künstlichen Eingriffe zu gedenken, durch welche die Menschenhand seinen natürlichen Zustand verändert hat, um die Ausschreitungen des Hochwassers und den Abbruch der Ufer abzuwehren, um die Vorflut der Niederungen zu verbessern, um die Kraft des Wassers oder dessen befruchtende Wirkungen zu benutzen, um den Fluss als Wasserstrasse dem Verkehre dienstbar zu machen, um Trink- und Brauchwasser zu entnehmen oder Schmutzwasser abzuleiten, um die Fischerei auszuüben — nicht zu vergessen die nachteiligen Massregeln und Unterlassungen, welche den regelmässigen Verlauf der Hochfluten im Flussbette oder im Überschwemmungsgebiete behindern.

Der Schilderung aller dieser Verhältnisse, der natürlichen und der künstlich geschaffenen, sind die im Bande III des Oder-Werkes vereinigten Strom- und Flussbeschreibungen gewidmet. Eine jede enthält in der ersten Gruppe die oben bezeichneten Betrachtungen über den Strom- und Flusslauf und das Strom- oder Flussthal, in der zweiten Gruppe die Untersuchungen über den Abflussvorgang. Je eine dritte Gruppe fasst alles zusammen, was sich auf die Wasserwirtschaft am Flusse bezieht, sei es von Vorteil oder Nachteil für seine Anwohner, nämlich die Mitteilungen über die Strom- und Flussbauten, über die Eindeichungen und die damit in Verbindung ausgeführten Entwässerungen, über die Abflusshindernisse und die öfters als solche wirkenden Brückenanlagen, über die Stauanlagen für gewerbliche, landwirtschaftliche oder Verkehrszwecke, schliesslich über die Benutzung des Wassers.

Werfen wir jetzt einen raschen Blick auf den Oderstrom selbst. Die Oder entspringt bei dem Dorfe Kozlau »am schönen Orte« in 634 *m* Seehöhe

in einer flachen, stellenweise sumpfigen Mulde an der nördlichen Abdachung des sogenannten Odergebirges. Auch im Oberlaufe ist die Quell-Oder kein eigentlicher Gebirgsfluss. Da aber die Thalsohle des Mittellaufes bedeutend niedriger liegt, als die Hochfläche des Gesenkes, so hat sich in derselben das Flüsschen ein zuletzt tief eingeschnittenes Thal aushöhlen müssen. Wer dies bei Odrau durchwandert, kann sich in einem Gebirgsthale wähnen, weil beiderseits die Hochfläche bis zu stellenweise bedeutender Höhe über den Thalgrund ansteigt. Aufangs vielfach gekrümmt, meist eng und ziemlich stark geneigt, nimmt das Thal des Oberlaufes allmählich schlankere Form, grössere Breite und geringeres Sohlengefälle an, während der Fluss im Thalgrunde Schlangenwindungen zu beschreiben und sich einzunagen beginnt. Zur Flussentwicklung des ersten Abschnittes tragen die Krümmungen des Flüsschens selbst und diejenigen des Thales annähernd gleich viel bei, anfangs vorwiegend letztere, zuletzt ausschliesslich erstere.

Der Mittel- und Unterlauf der obern Oder zeigen eine hiervon völlig verschiedene Eigenart. Die Entwicklung der breiten Thalsenke ist sehr gering, im Mittellaufe bis zur Oppa-Mündung noch geringer als im Unterlaufe, wo das linksseitige Höhenland näher an das Flussbett herantritt. Die Neigung der Thalsohle vermindert sich gegen diejenige des Oberlaufes plötzlich so bedeutend, dass die überschüssige Kraft des strömenden Wassers zur Ausbildung unzähliger Krümmungen des Bettes Anlass gegeben hat. Die Laufentwicklung besitzt daher ein sehr grosses Mass, besonders in der untern Strecke, wo das Bett tief in den flachgeneigten Thalgrund eingewühlt ist. Die Flussentwicklung des Unterlaufes übertrifft erheblich diejenige des Mittellaufes, die ihrerseits ebenfalls bedeutende Grösse aufweist. Noch grösser ist die Gesamtentwicklung von der Hauptquelle bis zur Olsa-Mündung, weil die doppelknieförmige Grundrissform des Flussthales hierzu einen bedeutenden Prozentsatz beisteuert.

In der Nähe der Olsa-Mündung wechselt die Breite des Flusses zwischen 50 und 80 *m*. Bei Ratibor wird die Oder schiffbar, und der Thalgrund liegt noch zwischen flachem Hügellande. Von Ratibor bis Kosel nimmt die Oder einige rechtsseitige Gewässer auf. Während sie bisher nicht schiffbar war, kann sie auf dieser Strecke, wenigstens von Mittelwasser ab, mit flachgehenden Schiffen befahren werden. Von Kosel bis Krappitz treten, senkrecht zur Sudetenrichtung, die Straduna und Hotzenplotz hinzu. Die Schiffbarkeit ist hier und weiter bis zur Neissemündung neuerdings durch Kanalisierung für grosse Fahrzeuge ermöglicht worden. Bis zur Malapane-Mündung durchbricht die Oder das vorquartäre Gebirge, ohne einen wichtigern Zufluss aufzunehmen, und wendet sich dann, mit Durchbrechung des letzten Gesteinsriegels bei Gr.-Döbern, in westnordwestliche Richtung, welche sie im Unterlaufe weiter verfolgt.

Sowohl die Oder als ihre Nebenflüsse führen in diesem Teile des Oderlaufes ihre grösste Wassermenge in der Regel während des Monates März, die kleinste im Spätsommer und Frühherbste. Im März, zuweilen bereits im Februar, beginnt die allgemeine Schneeschmelze, die sich im Gebirge bis in den April verzögert. Die Monate März und April, in geringerem Masse auch Februar und Mai, stehen unter der Einwirkung der reichlichen Zuflüsse des Schmelzwassers, das anfangs unmittelbar, in der vorgeschrittenen Jahreszeit aber durch nachhaltige Speisung der Quellen zum Abflusse gelangt. Dies endgiltige Tauwetter, das aus dem Flachlande mehr oder weniger rasch in die höhern Lagen des Gebirges übergreift, ist indessen gewöhnlich nicht das einzige im Laufe des Winters. Besonders stellt sich mit einiger Regelmässigkeit oft schon in der zweiten Hälfte des Dezember vorübergehendes Tauwetter ein. Auch später, im Januar und Februar, wird der Frost häufig durch mehrtägige Tauzeiten unterbrochen, wie auch umgekehrt zuweilen nach Einzug des Frühlings die Schneeschmelze und der Eisgang durch vorübergehenden Frost eine Unterbrechung erfährt. Diese Wetterschwankungen bilden öfters die Ursache, dass die Eisdecke des Stromes an den verschiedenen Stellen ungleiche Stärke annimmt und

schon bei geringen Anschwellungen stellenweise in Bewegung gerät, ohne jedoch vollständig abtreiben zu können, also die Ursache der Eisversetzungen. — Sommer und Herbst, welche die grössten Niederschläge empfangen, bilden wegen der gesteigerten Verdunstung und Versickerung die Zeit der kleinsten Wasserstände. In Ratibor fallen 40.7 % des Jahresniederschlages in den Sommermonaten, 23.3 % in den Herbstmonaten. Vom Oktober ab nimmt die Wasserführung zu, hauptsächlich wohl durch Zunahme des Abflussverhältnisses, da Verdunstung und Versickerung nun weniger kräftig arbeiten, einigermassen auch durch Zunahme der Niederschläge im November. Eine solche Vermehrung des Regenfalles und gleichzeitig des Abflussverhältnisses tritt zuweilen schon während des Sommers ein, wenn die Luftdruckverteilung sich einstellt, die zu ungewöhnlich starken Niederschlägen und zu Hochwassererscheinungen Anlass giebt, welche an Höhe und verheerenden Wirkungen die Schmelzwasserfluten übertreffen.

Der Unterlauf der obern Oder begreift die westnordwestlich, parallel mit der Hauptrichtung der Sudeten, gerichtete Strecke des Stromes unterhalb der Mündung seines wichtigen Nebenflusses Glatzer Neisse in sich. Die Strecke endigt dort, wo die Oder zum ersten Male vom vorliegenden Höhenlande genötigt wird, nach Westen umzubiegen. Im Süden des Schlesischen Landrückens dehnt sich hier, am Beginne der Breslau—Priebuser Bodensenke, das Gebiet der Weide aus, und ihre Mündung kann für den Unterlauf der obern Oder als Grenzpunkt angenommen werden; ähnlich wie die Malapane den Beginn der westnordwestlichen Richtung vorzeichnet, in welche die obere Oder beim Austritte aus dem Bereiche der zur Trias- und Kreideformation gehörigen Gesteine übergeht. Vortertiäre Ablagerungen treten nicht mehr auf, und an wenigen Stellen des Thalrandes liegt die tertiäre Unterlage des Diluviums zu Tage. Der breite Thalgrund ist mit Alluvium gefüllt, nur selten von diluvialen Inseln unterbrochen.

Eigentümlich ist, dass die wichtigern Nebenflüsse, mit alleiniger Ausnahme der Ohle, sämtlich am Anfange und am Ende der Strecke sich in die Oder ergiessen. Am Anfange mündet von links die Glatzer Neisse, senkrecht zur Stromrichtung, ebenso von rechts der Stober mit seinen vorwiegend westlich gerichteten Wasserläufen. Am Ende des Stromabschnittes vereinigen sich in kurzem Abstande von Süden die Lohe, von Südwesten die Weistritz und von Osten die Weide mit der von Ostsüdosten kommenden Oder. Ähnlich so fliessen in der Mitte der Strecke ober- und unterhalb Ohlau, von Süden der Hünernbach, von Südwesten die Ohle und von Osten der Flössbach in das Oderthal; jedoch mündet nur der Hünernbach hier unmittelbar in die Oder, während mit verschlepptem Laufe die Ohle bis Breslau, der Flössbach als Smortawe bis Rattwitz parallel mit ihr durch den Thalgrund ziehen.

Ein Teil des Hochwassers der Oder biegt bei grossen Hochfluten oberhalb Ohlau in die rechtsseitige Niederung und mündet bei Rattwitz in den Strom zurück. Weiter stromabwärts vermischen sich bei grossen Hochfluten die Wassermassen der Oder in den breiten Niederungen ober- und unterhalb Breslau mit dem Wasser der Ohle und der Weide.

Oberhalb Rattwitz beträgt die Breite des Strombettes zwischen den natürlichen Ufern durchschnittlich 150 *m*. Das Stromthal besteht fast durchweg aus alluvialen Ablagerungen, zwischen denen hier und da inselartige Reste des Diluviums zurückgeblieben sind, in welches die Gewässer den jetzigen Thalgrund eingenagt haben. An den Thalrändern ist auf einigen Stellen der tertiäre Untergrund entblösst, besonders am linken Ufer von der Neissemündung bis jenseits Brieg. In stetigem Kampfe zwischen der Ablagerung und Fortführung seiner sandigen und thonigen Sinkstoffe hat der Strom unzählige Windungen hergestellt und in Durchbrüchen wieder vernichtet, indem er so durch seitliche Abnagung jene weiten Thalniederungen herstellte, die seine Wassermassen immer nur zum Teil auszufüllen vermochten. Vollständige Verlegungen des Bettes fanden

häufig statt, mitunter in grossem Umfange, wovon die langgestreckten, später als Hochwasserrinnen benutzten und schliesslich vom Unterlaufe der Seitengewässer eingenommenen Thalrinnen der Flössbäche oberhalb Jeltsch, der Ohle und Weide Zeugnis geben.

Die Schneeschmelze im Frühjahre bringt einen reichlichen Abfluss, der seinen grössten Wert auch im März hat; doch zeigt sich hier schon die erste geringe Abweichung gegen den Oberlauf insofern, als die zuweilen vorkommende Voreilung dieses Grösstwertes nicht so weit in den Februar hineinreicht, wie es dort eintreten konnte. Diese Frühjahrshochwasser verlaufen im allgemeinen ohne Schädigung des Gebietes, sofern sie nicht von gefährlichen Eisverhältnissen begleitet werden. Ganz anders wirken dagegen die Sommerhochwasser, welche mit grösserer Häufigkeit in den Monaten Juni bis August auftreten und dann manchmal im Überschwemmungsgebiet die Ernte ganz oder zum Teil vernichten. Der Eintritt lange andauernder Regenfälle macht sich ferner beim Übergange vom Oktober zum November geltend, so dass die zwei Wochen vom 27. Oktober bis zum 10. November sich im Durchschnitte durch höhere Wasserstände auszeichnen, die in mehrern Fällen auch zu Ausuferungen geführt haben.

Die Hochfluten sind, den sie bedingenden Ursachen entsprechend, bis auf diejenigen des Frühjahres, meist nur von kurzer Dauer. Sie treten als schnell wachsende, im allgemeinen aber langsamer abfallende Flutwellen auf.

Die niedrigen Wasserstände, bei denen nicht mehr mit voller Schiffsladung gefahren werden kann, beherrschen den ganzen Sommer vom Mai ab, werden zunächst auf kurze Zeiten allerdings durch die Hochwasser mit ihren Nachwirkungen unterbrochen, erhalten sich dann aber bis zum Januar. Indessen ist dieses Abfallen der Wasserstände vom Sommer zum Winter hin, wenn man mehr ins einzelne geht, lange nicht so gleichmässig, wie beim obern Stromabschnitte. Vielmehr treten auch gelegentliche Anschwellungen auf, die vom vermehrten Zuflusse der Nebenflüsse, ganz vorwiegend der Glatzer Neisse, herrühren und ihren Grund in örtlichen Regengüssen oder Gewittern in den betreffenden Niederschlagsgebieten haben. Im allgemeinen sind aber diese Unterbrechungen der Niedrigwasserstände nicht nur von kurzer Dauer, sondern auch von geringer Bedeutung, so dass sie im Durchschnitte den Stand der Oder nur auf Mittelwasser bringen.

Der Oberlauf der mittlern Oder beginnt bei der Weidemündung, wo der Strom in einen Gebietsabschnitt tritt, dessen Gestalt vorzugsweise durch die beim Rückgange der Inlandvereisung und nach der Eiszeit entstandene Ausnagung geformt worden zu sein scheint. Kennzeichnend für die Oberflächenform Norddeutschlands östlich der Elbe erscheinen vor allem die beiden grossen ostwestlichen Hauptthäler, die sich im Unterlaufe jenes Stromes vereinigen: das Thorn — Eberswalder Thal im Norden, das Warschau — Berliner Thal im Süden. Minder scharf ausgeprägt, streichen noch weiter südlich die beiden Bodensenken vom Bartschthale über Glogau und Forst, sowie vom Breslauer Oderthale über Liegnitz und Priebus nach dem Elbgebiete. Der Lauf der mittlern Oder wird durch jene beiden Hauptthäler und diese beiden Bodensenken in mehrfache knieförmige Windungen gegliedert. Er endigt, wo die Oder das Thorn — Eberswalder Thal an der Warthemündung erreicht, nachdem der Unterlauf den ostwestlichen Teil seines Knies von der Obrzycko- bis zur Neissemündung im Warschau — Berliner Thale zurückgelegt hat. Ihr Oberlauf beschreibt dagegen vorher ein doppeltes Knie, indem er zweimal die ostwestliche Richtung, in der Glogau — Forster und der Breslau — Priebuser Bodensenke, einschlägt und sie zweimal, in den Durchbruchsthälern von Neusalz und Steinau, mit der südnördlichen Richtung vertauscht.

Abgesehen von der Weide, an deren Mündung der Oberlauf der mittlern Oder beginnt, erhält der Strom auf der 202.5 *km* langen Strecke bis zum Eintritte in das Warschau — Berliner Thal nur zwei grosse Neben-

flüsse: die Katzbach und die Bartsch. Am Ende der Strecke mündet sodann noch von rechts einer der Arme des Obra-Gewässernetzes in die Oder, dessen Wasserfülle jedoch geringer ist, als seiner hydrologischen Bedeutung entspricht. Die untere Katzbach und das bei Liegnitz sich mit ihr vereinigende Schwarzwasser fliessen in derselben ostwestlichen Senke, welche die Oder von der Weide- bis zur Katzbach-Mündung durchzieht. Ebenso bildet das langgedehnte Bartschthal den Beginn der ostwestlichen Bodensenke, welche der Strom von der Bartschmündung bis Neusalz durchfliesst, und die sich westwärts im Thalgrunde der kleinen Flüsschen Schwarzer Landgraben und Ochel nach dem Bober hin fortsetzt. Zwischen diesen beiden Senken liegt das Katzengebirge, das vom breiten Durchbruchsthale der Oder in zwei Abschnitte getrennt wird. Zwischen der Glogau—Forster Senke und dem Obra-Oder-Hauptthale erhebt sich westlich des Durchbruchsthales das Grünberger Hügelland, während östlich von ihm niedrigeres Gelände allmählich zur Lissaer Hochfläche aufsteigt. Dies nördliche Durchbruchsthal ist anfangs schmal und öffnet sich nordwärts breit nach dem Obra-Oder-Hauptthale hin, gehört hier jedoch grösstenteils zum Gebiete der Obra-Gewässer, da die rechtsseitige Niederung in den Obrzycko Vorflut hat.

Wie sich aus zahlreichen Wiesenschlingen und Alt-Armen ergiebt, zuweilen wohl noch aus dem Verlaufe des Hochwassers in Nebenrinnen des Stromes hervorgeht, hatte auch in diesem Abschnitte die Oder ehemals ein erheblich längeres, stärker gekrümmtes und vielfach gespaltenes Bett, das öfter seine Lage wechselte. Von der Weidemündung bis Maltsch ist der Strom jetzt vorwiegend westlich, von dort bis zur Katzbachmündung nordwestlich gerichtet, besass aber früher einen durch natürliche Durchbrüche und künstliche Durchstiche allmählich abgeänderten Lauf, der beispielsweise westlich von Maltsch über Koitz führte. Zwischen den Mündungen der Katzbach und der Iseritz ist der Stromlauf mit zahlreichen Durchstichen abgekürzt worden. Steinau war wohl ursprünglich an der Oder angelegt, die sich vor etwa zwei Jahrhunderten von jenem Orte entfernte. Auch weiter unterhalb haben solche Verkürzungen und Verlegungen in geschichtlicher Zeit stattgefunden. Während bei Köben der bisher nördlich gerichtete Fluss nordwestlich umbiegt, verfolgte er noch im Mittelalter einen mehr gegen Westen gerichteten Lauf von Leschkowitz über Pürschen und Borkau nach Glogau, so dass die Oder nunmehr von Schwusen ab im ehemaligen Bette der Bartsch fliesst.

Auch im Oberlaufe der mittlern Oder zeigte sich das Bestreben, das an der untern Oder noch deutlicher ausgeprägt ist, die Hauptarme nach den Thalrändern hin zu drängen. Als durch die Eindeichungen und mehr noch durch die Strombauten ein einheitliches Bett geschaffen wurde, hat dasselbe vielfach seine Lage dicht am Höhenrande erhalten, während an der gegenüberliegenden Seite des Thalgrundes der Vorflutgraben entlang zieht, in den die eingedeichte Niederung entwässert. So vermittelt der Teinitzgraben die Vorflut für einen Teil des Steinauer Thales, der Grosse Landgraben diejenige für die ganze rechtsseitige Glogauer Niederung.

Als namhafteste Umgestaltung, welche in der Glogauer Niederung der Stromlauf in jüngster Vergangenheit erfahren hat, ist die Zurücklegung der Oder bei Glogau in ihr altes Bett besonders zu erwähnen. An der nordwestlichen Umbiegung des Stromes bei Karalath schlug vor drei Jahrhunderten das Hauptbett die Richtung des jetzigen Schönaichgrabens ein. Das Städtchen Neusalz liegt an einem jungen Durchbruche durch die Stromschlingen bei Alte Fähre und Tschiefer. Auch der nördlich gerichtete Lauf von dort bis O.-Hammer ist künstlich begradigt worden, wie aus den, im Prinzlichen Archiv zu Saabor befindlichen Karten von 1738 hervorgeht. Wo die Oder sich westlich zu wenden beginnt, verraten die von Pirnig über Boyadel nach dem Obrabruche führenden Lachen eine ehemalige Abzweigung des Stromes, die in alter Zeit regelmässig, in neuerer nur noch bei ausserordentlichen Fluten vom Hochwasser benutzt wurde; und

die jetzige Gestalt des Flussbettes ist hier erst im vorigen Jahrhunderte mit Durchbrüchen und Durchstichen geschaffen worden.

Wenn der Lauf des Stromes in der Regel nicht gleiche Richtung mit der Axe des Thales besitzt, so ist dies nach obigen Mitteilungen leicht erklärlich, da unter den vielen Gestalten, die er im Laufe der Zeit eingenommen hatte, gerade jene festgelegt und begradigt worden ist, welche die Oder zufälligerweise in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhundertes einnahm. Verkürzungen des Stromlaufes haben hierbei besonders in der zweiten und vierten Teilstrecke stattgefunden, aber auch hier in weit geringerem Masse, als oberhalb Breslau.

Der Abflussvorgang zeigt in diesem Abschnitte des Stromes das allmähliche Überwiegen der aus dem Hügel- und Flachlande kommenden Nebenflüsse. Im März, oft auch bereits im Februar, stellen sich die als Folge der Schneeschmelze auftretenden Frühjahrsfluten ein, welche fast immer zu Hochwasser, d. h. zur Überschreitung der Ausuferungshöhe führen. Gewöhnlich erfolgt der Eisgang bei minder hohen Wasserständen, abgesehen von den durch Versetzung des Eises bewirkten Anschwellungen, während die eigentlichen Hochfluten erst nach dem Abschwimmen des Eises sich ausbilden und häufig noch längere Zeit andauern, so dass im langjährigen Mittel der Wasserstand des April und sogar jener des Mai von ihnen beeinflusst wird. Diesen Schmelzwasserfluten stehen die Sommerfluten gegenüber, welche an der mittlern Oder im allgemeinen aber nach Höhe und besonders nach Zahl weit mehrmals an der obern Oder hinter ihnen zurückbleiben. Die spitzen Flutwellen des Sommers flachen in dem betrachteten Stromabschnitte erheblich ab; die stumpfen Flutwellen des Frühjahres nehmen an Masse bedeutend zu. Von den Jahres-Höchstständen entfallen an der obern Oder durchschnittlich **44 %** auf den Sommer, **56 %** auf den Winter, dagegen am Oberlaufe der Mittlern Oder nur **28 %** auf die sommerliche, **72 %** auf die winterliche Jahreshälfte. Im weitaus grössten Teile des Jahres herrschen mittlere und niedrige Wasserstände; vom Juni bis zum Dezember bleiben die Monatsmittel unter dem langjährigen Mittelwasserstande; Januar und Mai erheben sich wenig darüber, während die Monate der Schmelzwasserführung, Februar bis April, ihn bedeutend übertreffen. Auch beim mittlern Hoch- und Niedrigwasser zeigen Februar/April die grössten Werte.

Dem Mittelwasser entspricht auf dieser Strecke eine Abflussmenge von etwa 160—175 *cbm* pro Sekunde, während die grösste Wassermenge bei der bedeutendsten Hochflut in Glogau auf **2312** ***km*** pro Sekunde angenommen wird.

Der Unterlauf der mittlern Oder beginnt mit dem Eintritte des Stromes in das Warschau—Berliner und endigt mit seinem Eintritte in das Thorn—Eberswalder Hauptthal. Der Strom bildet hier ein grosses Knie mit zwei fast gleich langen Schenkeln. Der erste, westlich gerichtete Schenkel liegt im Warschau—Berliner Hauptthale, das sich unterhalb der Mündung der Lausitzer Neisse zu einem breiten Becken erweitert. In der Linie Reipzig—Lossow wird der Nordrand dieses Beckens vom zweiten, nördlich gerichteten Schenkel durchbrochen; und bis nach Frankfurt behält das Durchbruchsthal zwischen der rechtsseitigen Sternberger und der linksseitigen Lebuser Hochfläche geringe Breite. Unterhalb dieser Stadt dehnt es sich weiter aus, bis es dann bei Göritz—Reitwein in jene grosse Niederung übergeht, welche rechts als Wartebruch, links als Oderbruch sich fortsetzt.

Abgesehen von den an beiden Enden zufliessenden Wasserläufen, dem kleinen Obrzycko und der grossen Warthe, erhält die Oder in diesem Abschnitte nur zwei Nebenflüsse von Bedeutung: den Bober und die Lausitzer Neisse. Beide münden rechtwinklig in diejenige Strecke des Stromes, welche das Warschau—Berliner Hauptthal durchfliesst, ähnlich wie ihr Schwesterfluss, die obere Spree, weiter westlich unter rechtem Winkel in jenes Hauptthal umbiegt, ähnlich auch, wie die Obere Warthe und die

Prosna rechtwinklig in den von Osten gegen Westen verlaufenden Thalzug übergehen.

Auch der Unterlauf der mittlern Oder ist mit Durchstichen verkürzt und durch Strombauten von seinen unzähligen Spaltungen befreit worden. Zwischen Obra und Krossen ist von 1740—1817 eine Verkürzung von 23 % der ehemaligen Länge erfolgt. Die in der Niederung erkennbaren alten Schlenken lassen hier den frühern Zustand erraten. Ebenso deutet die, mehrfach auf das linke Ufer überspringende Grenze zwischen den Provinzen Schlesien und Brandenburg unterhalb Tschicherzig an, welche Krümmungen der Strom noch im vorigen Jahrhunderte beschrieben hat, bevor er durch die unter Friedrich dem Grossen begonnene Begradigung sein jetziges, fast ganz im Brandenburgischen Gebiet verbleibendes Bett erhielt.

Von ältern Stromverlegungen geben die parallelen Wasserläufe und langgestreckten Seen Zeugnis, die sich an verschiedenen Stellen des breiten Stromthales finden. So berührt der Entwässerungsgraben des Grünberger Deichverbandes mehrfach Reste von alten Oderbetten, ebenso der Strieming, welcher den Krossener Deichverband entwässert. Eine erhebliche Änderung der Grundrissgestalt scheint seit dem Mittelalter an der Neissemündung stattgefunden zu haben, und der Neisker See muss wohl als Endglied eines ehemaligen Stromlaufes gelten. Weiter unterhalb bildet links der Fürstenberger See, dem auf einer Karte aus dem Anfange dieses Jahrhundertes noch der Name »Oder« beigelegt ist, die Schlussstrecke eines Altlaufes, der am linken Höhenrande vorbeigeflossen sein mag. Noch weiter stromabwärts ist der Brieskower See das Endglied eines ehemaligen Bettes das von Fürstenberg durch die längs Vogelsang, Ziltendorf und Krebsjauche sich erstreckende Niederung geführt haben dürfte. Auf der rechten Seite zeigt der Aurither See den Überrest eines Altlaufes, in dessen, die Rampitz—Aurither Niederung durchziehendem Bette verschwemmte Eichenstämme unter der Humusdecke gefunden worden sind. Im Sternberger Bruche endlich lässt die Lage des Haupt-Entwässerungsgrabens vermuten, dass ehemals der Strom in geringer Entfernung vom rechten Höhenrande geflossen sei; und der Lange Graben nimmt seinen Anfang in einem früher »Zauch« genannten Altbette, das gegenüber Lebus mitten in der Niederung liegt.

Die Breite des natürlichen Strombettes ist am Unterlaufe der mittlern Oder durchschnittlich bedeutend grösser als am Oberlaufe. Wenn sie auch stellenweise bis auf 150 *m* herabgeht, beträgt sie doch gewöhnlich weit über 200 bis zu 350 *m*, während die Ufer 0.7 bis 1.5 *m* über Mittelwasser liegen. Durch den planmässigen Ausbau ist das Mittelwasserbett zwischen den Streichlinien der Buhnenköpfe auf gleichmässige Breiten eingeschränkt worden.

Das Frühjahr bringt im Gefolge der Schneeschmelze nach dem Eisgang das erste Hochwasser des Jahres, worauf dann im Sommer die Zeit des kleinen Wassers folgt, die aber häufig durch Anschwellungen unterbrochen werden kann. Diese kommen, der Hauptsache nach, von der obern Oder her, haben in den meisten aber ihre Wucht sehr wesentlich vermindert, so dass sie hier nicht immer von derselben Bedeutung sind, wie noch in dem oberhalb Glogau gelegenen Teile des vorhergehenden Stromabschnittes. Dagegen können sich, besonders auf der Strecke zwischen den Pegeln zu Krossen und Frankfurt, die Gebirgsflüsse Bober und Lausitzer Neisse für die Erzeugung von Hochfluten in sehr scharfer Weise bemerkbar machen, derart, dass diese Strecke Hochwasser besitzt, während es oberhalb an der Oder vollkommen ruhig bleibt. Eine besondere Aufmerksamkeit erfordern hier diejenigen natürlichen Verhältnisse, welche einem geregelten Abflusse entgegenwirken, hauptsächlich aber zu Eisversetzungen und deren nachteiligen Folgen Veranlassung geben oder doch früher gegeben haben. An einigen Stellen sind die hierdurch verursachten Missstände noch gesteigert durch künstliche Anlagen, welche als Abflusshindernisse wirken.

Die Mittelwassermenge auf dieser Strecke lässt sich aus den bisherigen Beobachtungen nicht sicher bestimmen, sie wird nach den Küstriner Messungen etwa 150 *cbm* in der Sekunde betragen.

Die untere Oder läuft von der Warthemündung zunächst am rechtsseitigen Höhenrande des im Oderbruche zu mächtiger Breite ausgedehnten ostwestlichen Thorn—Eberswalder Hauptthales und verlässt dasselbe bei Neu-Glietzen mit einem künstlich hergestellten Bette, das gleich danach in das Durchbruchsthal übergeht, in welchem die Oder den Baltischen Landrücken quer durchschneidet. Während bis Neu-Glietzen der Stromlauf annähernd nordwestlich gerichtet war, schlägt er von dort nördliche Richtung ein bis jenseits Bellinchen, wo er nordöstlich umbiegt. Bei Peetzig tritt der Strom in das langgestreckte Mündungsthal, in welchem er bis Nipperwiese die nordöstliche Richtung beibehält, dann aber in eine mehr nördliche übergeht. Der äusserst niedrige, mit zahlreichen Wasserarmen durchzogene Thalgrund endigt bei Stettin in den Dammschen See, an dessen Westufer die Oder weiterfliesst bis zum Dammansch, dem Abflusse jenes Sees. Nachdem sich am Anfange des Papenwassers sämtliche Arme wieder vereinigt haben, beginnt das Stettiner Haff, das als Küstensee nicht mehr in diese Betrachtung des Oderstromes einbezogen werden soll.

Bevor der Durchstich bei Neu-Glietzen hergestellt war, hatte die Oder 16 *km* weiter stromaufwärts einen westlich ausbiegenden Lauf eingeschlagen, der am Ausgange des nach Eberswalde führenden Finowthales scharf gegen Osten umgebogen war und bei Hohen-Saathen vom jetzigen Stromlaufe erreicht wird. Trotz der bedeutenden Verkürzungen, welche der Strom durch künstliche Eingriffe zwischen Güstebiese und Schwedt erfahren hat, ist sein Gefälle nur gering und vermindert sich bei Schwedt selbst in noch höherem Grade. Von Nipperwiese an hängen die Wasserstände und Gefällverhältnisse oft mehr von den Windrichtungen, als von den Abflussmengen ab, die aus dem obern Stromlaufe kommen. Bei geringer Wasserführung der Oder und starken auflandigen Winden reicht ihre Einwirkung bis oberhalb Schwedt. Indessen unterliegen diese Zustände einem langsam, aber stetig fortschreitenden Wechsel, bei welchem der Brechpunkt des Gefälles allmählich weiter nach der Mündung geschoben wird. Einstweilen bildet Nipperwiese die Grenze des Verwaltungsbereiches der Oderstrom-Bauverwaltung, da von hier abwärts Strombauten bisher nicht erforderlich waren, abgesehen von Durchstechungen einiger für die Schiffahrt unbequemer Krümmungen.

Wie erwähnt, hat die untere Oder in der ersten und zweiten Teilstrecke einen einheitlichen Lauf, der jedoch nur durch künstliches Zuthun in seinen jetzigen Zustand gebracht worden ist. Die grössten Umgestaltungen, welche sich geschichtlich nachweisen lassen, haben in der Zeit von 1740 bis 1817 stattgefunden. Von der alten Warthemündung bei Küstrin bis zur Brandenburgisch-Pommerschen Grenze wurde damals die Oder um $^1/_4$ ihres frühern Laufes, von Güstebiese bis zum Hohen-Saatbener Zoll allein um mehr als die Hälfte begradigt.

In der wannenförmig ausgetieften Sohle des vorzeitlichen Stromes, die als Anschwemmungsgebiet für die Wanderstoffe der mittlern Oder und der Warthe diente, bauten die Stromarme zwischen ständig sich aufhöhenden Uferwällen immer neue Betten auf und verliessen sie wieder, indem sie seitlich ausbrachen und andere Bahnen einschlugen, die oft wieder an früher verlassene Altbetten anknüpften. Infolge dieser fortwährenden Stromverlegungen wurde das Oderbruch allmählich aufgehöht und mit einem vielgestaltigen Netze von Wasserläufen durchzogen. Die jeweiligen Hauptarme standen mit Nebenarmen in Verbindung, die entweder dauernd oder nur bei Hochwasser einen Teil der Abflussmenge entzogen, bis sich mit der Zeit einer von ihnen zum neuen Hauptarme ausbildete. Gleichzeitig bestand das Bestreben, das Bett durch Verschärfung der Krümmungen seitlich zu verschieben und Schleifen zu formen, die dann wieder durchbrochen wurden. So wanderte der Strom mit der Zeit durch die ganze Breite des

Thalgrundes nach den Höhenrändern, die ihm kräftiger widerstanden. Manche Anzeichen sprechen dafür, dass auch in den obern Teilstrecken gleichzeitig zwei Hauptarme, an jeder Thalseite einer, vorhanden waren, wie dies unterhalb Gartz noch jetzt der Fall ist. So stellte die Meglitze, früher auf weit grösserer Länge wie jetzt, einen mit der damaligen Oder annähernd parallelen Hauptarm dar. Immer jedoch blieb die Neigung bestehen, beim Auftreten von Vorfluthindernissen seitlich auszubrechen und quer durch das Thal einem Nebenarme zu folgen.

Je nach der Dauer und Stärke des Windes und je nach der Wassermenge des Binnenstromes schwanken die Gefällverhältnisse der Oder-Mündungsgewässer in weiten Grenzen. Eine ausgesprochene Hochflut der Binnen-Oder verursacht stets Überschwemmungen im Mündungsgebiete, mindestens im obern Teile desselben bei Schwedt und weiter abwärts. Sie hebt den Haffspiegel an, um so mehr, je höher der Spiegel der Ostsee gleichzeitig liegt, je langsamer also die Ausströmung erfolgt, besonders wenn gar Einströmung auch von der See her stattfindet. Bei ausgesprochenem Niedrigwasser der Binnen-Oder entstehen im obern Mündungsgebiete niemals Überschwemmungen, auch wenn der Haffspiegel durch Einströmung aus der See zeitweise angehoben wird, da die Nachhaltigkeit der Winde nicht ausreicht, um eine zu umfangreichen Ausuferungen führende Rückstauwelle vom Haffe aus in den Mündungsgewässern hervorzurufen. Zwischen diesen Grenzfällen liegen nun viele andere. Im untern Mündungsgebiete treten oft Überschwemmungen ein, ohne dass der Binnenstrom grosse Wassermassen herbeibringt, deren vorwiegende Ursache also in der Einwirkung des Windes beruht. Derselbe auflandige Wind, der den Haffspiegel anschwellen lässt und eine Rückstauwelle in den vom Binnenwasser allein noch nicht bordvoll gefüllten Mündungsgewässern erzeugt, hemmt vom Beginne ihres Gebietes ab den Zufluss von oben und kann so selbst dort noch Ausuferungen bewirken, wohin eine Rückströmung an und für sich nicht vorzudringen vermöchte. Schlägt nun der Wind plötzlich um, so setzt der Zufluss des Binnenwassers wieder ein, ohne dass der Haffspiegel rasch genug absinkt, und es entstehen dann zuweilen Ausuferungen im untern Teile des Mündungsgebietes, während im obern Teile die vorher überschwemmten Flächen schon wieder trocken laufen.

Das Strombett hat in den obern Teilstrecken bis Peetzig eine sehr veränderliche Breite, zwischen 200 und 350 *m* schwankend.

Was das Mündungsgebiet anbelangt, so wechselt die Breite des Bettes der Hauptarme Oder und Reglitz im Mittelwasser-Spiegel zwischen 100 und 250 *m*, die Tiefe zwischen 3.5 und 8 *m*. Doch kommt das Mass von 3.5 *m* nur an wenigen Stellen vor. Von den zwischen Nipperwiese und dem Haff vorhandenen, künstlich hergestellten oder verbesserten Wasserstrassen hat der in Kreuzfahrt führende Kanal oberhalb Gartz 50 bis 60 *m* Breite und 2.5 bis 4 *m* Mittelwasser-Tiefe, während die Kreuzfahrt selbst kürzlich durch Baggerungen begradigt und auf einen Querschnitt von mindestens 40 *m* Breite und 3 *m* Tiefe gebracht worden ist. Der Durchstich der Krummen Reglitz unterhalb Gartz besitzt 40 *m* Spiegelbreite und 2.5 *m* Tiefe, der Kurze und Lange Graben in der Wasserstrasse Greifenhagen—Stettin 30 *m* Spiegelbreite und 2.5 *m* Tiefe, während Wognitz und Wrecknitz 30 bis 60 *m* Breite und ähnliche Tiefe zeigen. Alle diese Nebenarme sind zwar wichtig für die Schiffahrt, für die Wasserabführung aber von geringer Bedeutung, abgesehen von der Kreuzfahrt und dem oberhalb anschliessenden Kanale, durch welche eine ziemlich grosse Wassermenge zum Abflusse gelangt. Beispielsweise erhält die Reglitz, welche ähnliche Breiten und Tiefen wie die Oder hat, ihren Wasserzufluss nur zum kleinen Teile aus jenem Durchstiche, zum grössern Teile aber aus dem ungekürzten Laufe der Krummen Reglitz und aus dem breiten Schloo.

Unterhalb Stettin beträgt die Wassertiefe überall 6 *m* und mehr. Wo diese Tiefe auf der Strecke Stettin—Königsfahrt, die überhaupt als ein Seekanal zu betrachten ist, früher noch nicht vorhanden war, wurde sie

in den Jahren 1892—1893 bei der sogenannten Oderbegradigung durch Baggerung hergestellt, wobei die Sohlenbreite auf 80 *m* und bei $2^1/_2$facher Böschungsanlage die Spiegelbreite auf 110 *m* bemessen ward. Von den für die Wasserabführung wichtigern Stettiner Seitenarmen der Oder haben: die Parnitz 50 bis 120 *m* Breite bei 5 bis 6 *m* Tiefe, der Dunzig 60 bis 100 Breite bei 6 *m* Tiefe, ferner die Swante 60 bis 70 *m* Breite bei 3 bis 5 *m* Tiefe. Unterhalb der Königsfahrt wächst die Breite des seeartigen Mündungsstromes im Dammansch auf 500 bis 800 *m* an und nimmt beim Beginne des Papenwassers (Km. 765) bis auf 1500 *m* zu.

Wie bereits in der mittlern Oder die sommerlichen Hochwassererscheinungen, von aussergewöhnlichen Einzelfällen abgesehen, gegen die Hochfluten des Frühjahres zurücktreten, findet dies noch mehr in der untern Oder statt. Dort üben immerhin noch Bober und Lausitzer Neisse, deren grösste Anschwellungen in den Sommermonaten erfolgen, eine erhebliche Wirkung aus. Hier in der untern Oder dagegen kommt deutlich zur Geltung, dass das Zuflussgebiet zum weitaus grössten Teile dem Flachlande angehört, dessen sommerliche Niederschläge selten dazu angethan sind, eine grosse Hochflut erzeugen zu helfen, während die verhältnismässig rasch über die Ebene und dass Hügelland fortschreitende Schneeschmelze im Februar und März binnen wenigen Wochen grosse Wassermassen zusammenführt. Die vom obern Stromlaufe herabkommenden Flutwellen treten mit abgeflachter Form in die untere Oder ein, und sie verflachen sich noch mehr in den breiten Niederungen des Mündungsbeckens, wo die niedrigen Stromufer bald überschritten werden, und kein Hindernis ihre Ausdehnung aufhält. Nur die auf der Strecke N.-Glietzen—Peetzig vorhandene Einschränkung der Hochwasser-Querschnitte bewirkt hier Anhebungen der Scheitelhöhe, die sich je nach Bedeutung der Flutwelle mehr oder weniger weit stromaufwärts erstrecken. Da die Frühjahrsfluten, wenn sie im März oder April den untern Stromlauf erreichen, dort meist schon einen gehobenen Wasserstand vorfinden und nachhaltiger gespeist werden, als die Sommerfluten, so erreichen ihre Wellenscheitel gewöhnlich höhere Pegelstände als jene der sommerlichen Anschwellungen. In Küstrin und ebenso in Schwedt kommen die weitaus meisten Jahres-Höchststände der langjährigen Beobachtungsreihe auf die Monate Februar bis April, wogegen das Halbjahr Mai/Oktober nur eine geringe Anzahl aufweist. Hiervon abgesehen, zeigen jedoch die Wasserstände eine ganz ähnliche Entwicklung im Laufe des Jahres wie an den Pegeln der mittlern und obern Oder.

Auf die nachhaltigere Speisung des Stromes, welche sich öfters darin zu erkennen giebt, dass im untern Stromlaufe gehobene Wasserstände herrschen, ohne dass ihnen solche in den obern Strecken entsprechen, wirkt besonders der Hinzutritt der Warthe ein, deren Niederschlagsgebiet annähernd gleiche Grösse besitzt wie dasjenige der Oder selbst oberhalb ihrer Mündung. Dieser grosse Nebenstrom führt häufig geraume Zeit vor dem Hauptstrome grössere Wassermengen in die untere Oder und verursacht somit von Küstrin abwärts bis in das Mündungsbecken hinein eine Anhebung der Wasserstände. In den Sommermonaten bringt die Warthe öfters solche kleinere Anschwellungen, selten aber eigentliche Sommerfluten. Selbst im August/September 1854, als das Gebiet der Warthe von grossen Niederschlägen betroffen wurde, kam ihre Flutwelle gegen jene der Oder kaum zur Geltung. Die Frühjahrsfluten der Warthe treffen gewöhnlich erst bei Küstrin ein, wenn der Scheitel der Oderwelle dort bereits vorübergegangen ist. Alsdann macht sich das Hochwasser des Nebenstromes weniger durch Erhöhung des Wellenscheitels, als vielmehr durch Verlängerung der Dauer der Welle bemerkbar. Ausnahmsweise kann jedoch die Warthe auch die Höchststände der Pegel unterhalb Küstrin unmittelbar beeinflussen, z. B. im April 1855 und 1888. Auch im März 1891 haben durch die Einwirkung der Warthewelle, deren Scheitel zwar später eintraf, aber in dem von der Oderwelle bereits gefüllten Flutbette rascher fortschritt, die Pegel unterhalb N.-Glietzen ihre Höchststände erhalten. Die

übrigen Seitengewässer der untern Oder besitzen dagegen nur untergeordnete Bedeutung für den Abflussvorgang des Hauptstromes.

Durch die Vereinigung mit der Warthe, einem ausgesprochenen Flachlandstrome, wird auch die Oder in einen solchen umgewandelt, behält aber noch (als Folgewirkung ihrer Gebirgsnebenflüsse) das Auftreten häufiger sommerlicher Anschwellungen bei, die sich nur zu oft recht nachteilig für die tief gelegenen Niederungen erweisen, auch wenn es sich nicht mehr um eigentliche Hochfluten handelt. Die weiter unterhalb einmündenden Gewässer, welche auf der nordwestlichen Abdachung des Pommerschen Landrückens ziemlich grosse Flächen entwässern, besonders die Ihna und die Plöne, sind für den Hauptstrom ohne Bedeutung.

Die wichtigste Eigentümlichkeit in der Entwicklung des Gewässernetzes der Warthe ist dessen Zusammensetzung aus den Gebieten des Stromes selbst und der Netze. Die obere Warthe und die Prosna entspringen auf der Polnisch-schlesischen Platte und bringen von dorther zuweilen sommerliche Anschwellungen herab, die aber an der mittlern und untern Warthe, von Ausnahmefällen abgesehen, keine nennenswerte Speisung erhalten und bald in mässige Anschwellungen übergehen. Auch ihre grössern Nebenflüsse, die Moschiner Obra, die Welna und die nördliche Obra, tragen nicht wesentlich zur Änderung bei, welche die Warthe bereits oberhalb Rogalinek besitzt. Durch sie und die zahlreichen kleinern Nebenflüsse wird bei Kleinwasser die Abflussmenge unmerklich, aber im ganzen doch beträchtlich vermehrt, wogegen die Vermehrung der Hochflutmenge zur Frühjahrszeit infolge frühzeitigen Ablaufens der Nebenflusswellen auf ein geringes Mass beschränkt zu sein scheint.

Die Abflussverhältnisse der Obragewässer werden durch die grosse Ausdehnung des Überschwemmungsgebietes im Warschau—Berliner Hauptthale, bei der nördlichen Obra auch durch die Seeflächen, sowie durch die künstliche Regelung zur Sommerszeit ziemlich gleichmässig gestaltet, weit gleichmässiger, als nach der grossenteils undurchlässigen Beschaffenheit des zur Lissa—Grünberger und zur Posen—Frankfurter Landschwelle gehörigen Niederschlagsgebietes zu erwarten wäre. Im Welnagebiete, das vollständig auf der Posen—Frankfurter Landschwelle liegt, zeigt sich ein stärkerer Wechsel. Noch mehr ist dies der Fall bei den vom Polnischen Hügellande nordwärts rinnenden Schwesterflüssen (Prosna und obere Warthe), denen ihr Ursprung manche Eigenschaften der Hügellandgewässer aufgeprägt hat. Die Prosnawelle eilt gewöhnlich der Welle ihres Schwesterflusses voran, da die Prosna eine gestrecktere Bahn als die obere Warthe besitzt. Diese hat offenbar die grössten Wasserstandsschwankungen, vielleicht weil ihr, der Polnisch-schlesischen Platte, dem Kalischer und Petrikauer Landrücken, zuletzt am rechten Ufer auch der Posen—Frankfurter Landschwelle angehöriges Gebiet vorwiegend undurchlässige Beschaffenheit besitzt. Die bedeutende Wasserfülle, welche zur Zeit der Schneeschmelze aus der obern Warthe herabkommt, verrät überdies auch die dem Kontinentalklima am meisten angenäherte Lage ihres Gebietes.

Das Hochwasser der Netze trifft gleichfalls früher ein als dasjenige der obern Warthestrecken und ist, im Vergleiche mit diesem, nur gering. Je niedriger aber die Wasserstände werden, um so mehr kommt die Einwirkung der Netze auf die Abflussmenge des Unterlaufes der untern Warthe zur Geltung. Diese verhältnismässig gleichartige Wasserführung ist jedoch nicht das Verdienst des von der Kujavischen und Gnesener Hochfläche kommenden Hauptflusses, sondern seiner beiden grossen Zubringer, welche dem Baltischen Landrücken angehören: der Küddow und der Drage. Die obere Netze führt im Sommer wegen der starken Verdunstung und der geringen Quellenspeisung in ihrem vorwiegend undurchlässigen Gebiete eine recht geringe Wassermenge. Das trotz der flachen Beschaffenheit der Oberfläche und trotz der zahlreichen Seen rasch erfolgende Zusammenfliessen des Schmelzwassers wird durch die grosse Aus-

dehnung des Überschwemmungsgebietes ausgeglichen. Auch das schwache Gefälle wirkt auf die Verzögerung des Verlaufes der Flutwelle hin, wozu noch kommt, dass die Zunahme der Gebietsfläche allmählich stattfindet, so dass die aus einem undurchlässigen Teile des Baltischen Landrückens stammende Lobsonka beispielsweise ihr Hochwasser bereits abgeführt hat, wenn die Welle von oben herabkommt.

Bei der Küddow vereinigen sich die wichtigsten Zuflüsse strahlenförmig an zwei Knotenpunkten, bringen also das Hochwasser ziemlich rasch in den Hauptfluss, dessen enges Thal und verhältnismässig starkes Gefälle das schnelle Ablaufen begünstigen. Anderseits wirkt die Bodenbeschaffenheit auf eine ausgiebige Speisung der Quellen hin, welche der Küddow auch zur Sommerszeit eine beträchtliche Wassermenge zuführen. Noch mehr ist dies der Fall bei der Drage, deren Hochwasserführung gegen die Küddow zurücksteht, weil einerseits die Gestalt ihres obern Flussthales und die zahlreichen Seen den Ablauf verzögern, anderseits weil die allmähliche Zunahme der Gebietsfläche das gleichzeitige Zusammenfliessen verhindert und eine äusserst flache Form der niedrigen Welle verursacht.

Im allgemeinen ergiebt sich bezüglich ihrer Wassermengen, dass die Oder trotz der grossen Verheerungen, welche der Strom anzurichten vermag, im Vergleiche zu andern deutschen Strömen doch nur geringe Grössenmengen aufzuweisen hat, die in der obern und mittlern Oder sich zwischen 2300 und höchstens 2500 *cbm* pro Sekunde halten, während sie sogar nach Hinzutritt der Warthe in der untern Oder kaum 3200 *cbm* pro Sekunde erreichen. Die Nebenflüsse, namentlich die linksseitigen Gebirgsflüsse, aber auch beispielsweise die Klodnitz und in besondern Fällen die Bartsch, können zwar grosse Mengen bei Hochwasser bringen; indessen findet der Hinzutritt dieser Wassermassen zum Hauptstrome nicht derart statt, dass alle Grösstmengen zusammentreffen. Die Verteilung und Stärke der das Hochwasser veranlassenden Niederschläge in den verschiedenen Gebietsflächen lässt es glücklicherweise nicht zu, dass jede derselben gleichzeitig mit den übrigen ihren Abfluss zur grössten Stärke steigert, und das Gleiche gilt von den sonstigen meteorologischen Bedingungen, welche die Abflussverhältnisse im Sommer und bei der Schneeschmelze regeln.

Durch die Ausbreitung der Wassermassen über das Überschwemmungsgebiet, von welchem die ausgeuferten Mengen nur mit beträchtlicher Verzögerung in den Strom zurückgelangen, findet ausserdem eine fortwährende Verminderung der Grösstmenge von oben nach unten statt, welche auf manchen Strecken die aus den Nebenflüssen stammende Zunahme überwiegt, besonders bei sommerlichen Hochfluten. So erklärt sich die Erscheinung, dass oft an einer stromabwärts gelegenen Stelle die grösste Abflussmenge des Hochwassers geringer ist als weiter oberhalb; dieser Abnahme entspricht natürlich eine längere Dauer, da ja die gesamte Wassermasse nicht vermindert, sondern nur in ihrem Ablaufen verzögert wird. Beispielsweise hat die Hochflut vom 7./8. August 1880 bei ihrem Höchststande in Ratibor etwa 1550, in Kosel aber nur 1400 *cbm* pro Sekunde abgeführt, obgleich das Niederschlagsgebiet auf der Zwischenstrecke um 36% grösser geworden ist, und die Nebenflüsse nicht unerhebliche Wassermengen beigesteuert haben.

Zur Hydrographie der Saale hat W. Ule Untersuchungen angestellt[1]). Die Berechnungen umfassen nicht das ganze Stromgebiet der Saale. Die Erlangung zuverlässiger Ergebnisse setzt voraus, dass das Entwässerungsgebiet durch deutliche Wasserscheiden begrenzt ist. Das ist aber bei dem gesamten Saalegebiete nicht der

---

[1]) Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. 10. Heft 1.

Fall; diese durchfliesst in ihrem Unterlaufe noch das norddeutsche Tiefland und entbehrt innerhalb desselben vielfach ganz der Wasserscheiden. Auch fliesst dort der Fluss durch weite Niederungen, in deren Untergrund sicher ein Grundwasserstrom von völlig unberechenbarer Stärke sich bewegt. Aus diesen Gründen wurde das Gebiet zur Feststellung des Wasserhaushaltes beschränkt. Als Grenze wurde der Eintritt der Saale in das Flachland gewählt. Ehe die Saale zum Flachland gelangt, durchbricht sie in einem engen Thale von nur 800 *m* Breite die östlichsten Ausläufer des Harzes, die zugleich eine deutliche Wasserscheide bilden. Dort liegt bei dem Dorfe Trebnitz unweit Cönnern die Stelle, an welcher die Abflussmenge der Saale ermittelt wurde.

Zur Bestimmung der Niederschlagsmengen wurden 40 über das ganze Gebiet ziemlich gleichmässig verteilte Regenstationen verwendet. Für diese Stationen lag gleichzeitiges Material vor, das die Periode 1882—1891 umfasst. Für die nämliche Zeit wurden dann auch die Abflussmengen in der Saale berechnet. Dazu diente eine sogenannte Wassermengenkurve, welche auf Grund zahlreicher, mit einem Wohltmann'schen Flügel durch Wasserbauinspektor Scheck unter zeitweiser Beihilfe des Verfassers ausgeführter Stromgeschwindigkeitsmessungen aufgestellt war. Aus dieser Kurve konnte man für jeden Wasserstand die entsprechende Wassermenge entnehmen und so die gesamten Werte für die zehnjährige Periode ermitteln.

Die Niederschlags- und Abflussmengen wurden zunächst für die einzelnen Monate und Jahre berechnet. Allein zur Bestimmung des Verhältnisses von Abfluss zum Niederschlage waren diese gleichzeitigen Werte nicht verwendbar. Denn beide Vorgänge sind nicht gleichzeitig, das Abströmen des Wassers vom Boden erfährt eine Verzögerung, ebenso das Fliessen im Strome selbst bis zur Messstelle. Ein genaues Mass für diese Verzögerung ist natürlich nicht zu erlangen; allein eine Reihe von Erwägungen und Untersuchungen der Wasserbewegung in der Saale führten zu der Annahme, dass die Dauer des Regenabflusses bis zur Messstelle rund zehn Tage beträgt. Es mag dieser Wert, so willkürlich wie er gewählt erscheint, von der Wirklichkeit nicht allzusehr abweichen. Das geht aus der guten Übereinstimmung zwischen der Zu- und Abnahme des Niederschlages und den Schwankungen der Wasserführung in der Saale recht deutlich hervor. Auf Grund dieser Annahme wurden auch die Abflussmengen der um zehn Tage verschobenen Monate festgestellt und diese Werte dann in Prozenten der Niederschlagsmengen in den zugehörigen Kalendermonaten berechnet.

In nachstehender Tabelle giebt sich ein auffallender Gegensatz zwischen Winter und Sommer zu erkennen. Einem regenarmen Winter steht ein regenreicher Sommer gegenüber. Teilen wir das Jahr nach den Niederschlagshöhen in den einzelnen Monaten, so müssen wir die Scheidung unabhängig vom Kalender und von dem meteorologischen Jahre vornehmen; denn wir haben deutlich ein Halb-

jahr mit im allgemeinen geringer Niederschlagshöhe vom November bis April und ein solches mit stärkerem Regen vom Mai bis Oktober. Auf ersteres Halbjahr fallen nur 37.5 %, auf das zweite dagegen 62.5 % der Jahressumme.

Das Ergebnis war folgendes:

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Mittlere Niederschlagshöhen im gesamten Stromgebiete in Millimetern	30	25	45	41	60	76	92	57	44	59	48	45	606
Mittlere Abflusshöhen in Millimetern	17	15	26	23	16	11	11	10	8	12	12	18	177
Abfluss unter Dekadenverschiebung in Prozenten des Niederschlages	56	60	64	45	23	15	12	13	21	19	31	41	29
Hiernach Verlust in Prozenten des Niederschlages	44	40	36	55	77	85	88	87	79	81	69	59	71

Dieselbe Scheidung ist auch nach den Abflusshöhen geboten. Aber da tritt umgekehrt einem abflussreichen Winter ein abflussarmer Sommer gegenüber. Auf die Zeit November bis April fallen 62 % der Jahressumme, auf Mai bis Oktober 38 %. Dieses Bild wiederholt sich in der Zahlenreihe, welche den Abfluss unter Dekadenverschiebung in Prozenten des Niederschlages darstellt. Wir finden im Mittel der bezeichneten sechs Monate einen sommerlichen Abfluss von nur 17 %, einen winterlichen dagegen von 48 %.

Als Hauptgrund dieses Gegensatzes in den Abflussverhältnissen während des Sommers und Winters betrachtet Verf. die Vegetation.

Wenn sich dieser Einfluss der Vegetation auch an andern Flüssen bestätigen sollte, so würde das von grosser Bedeutung sein. Es wäre damit der klare Nachweis geliefert, dass Änderungen in dem Pflanzenkleide Verschiebungen in dem ganzen Wasserhaushalte eines Gebietes hervorbringen müssen. In Ländern, die stark entwaldet worden sind, ist eine solche Umwandlung auch stets beobachtet worden. Man hat dann aus der Änderung der Wassermasse in den Flüssen oft auf eine solche des Niederschlages geschlossen. Dieser Schluss ist jedoch nicht zulässig. Nicht der Niederschlag, sondern das Verhältnis vom Abflusse zum Niederschlage kann sich geändert haben.

»In diesem Gegensatze finden wir nun den gesuchten Anhalt zur Bestimmung der einzelnen Faktoren, welche die Ausgabe im Wasserhaushalte ausmachen. Die Ausgabe setzt sich aus dem Abflusse im Saalestrome, aus der Verdunstung und dem Verbrauche durch die Organismen zusammen. Den Betrag der Verdunstung kennen

wir zunächst nicht. Da jedoch im Winter von der Lebewelt nur wenig Wasser verbraucht wird, so dürfen wir annehmen, dass in dieser Jahreszeit der von der Niederschlagsmenge nicht im Flusse abgeführte Teil fast ganz der Verdunstung zuzurechnen ist. Es fliessen aber in der Zeit November—April rund 50% ab; 50% also fallen im Winter der Verdunstung anheim. Im Sommer, Mai—Oktober, verdunstet nun nach Messungen mittels eines Evaporimeters in Chemnitz, deren Ergebnisse wohl als massgebend für Mitteldeutschland angesehen werden dürfen, etwa die doppelte Menge als im Winter. Das würde für das Saalegebiet, in dem im Winter rund 2000 Millionen *cbm* Wasser verloren gehen, für den Sommer eine Verdunstung von 4000 *cbm* oder 55% des Niederschlages ergeben. Erwägen wir jedoch, dass die Messungsergebnisse eines Evaporimeters den natürlichen Verhältnissen nicht vollkommen entsprechen, dass vielmehr eine ganze Reihe von Umständen darauf hinweisen, dass die Verdunstung während des Winters wohl kaum in dem Verhältnisse von 1 : 2 hinter derjenigen während des Sommers zurücksteht, so müssen wir den obigen Wert für den sommerlichen Verlust etwas herabsetzen und dürfen ohne grossen Fehler auch im Sommer die direkte Verdunstung zu 50% des Niederschlages ansetzen.

Damit sind die Mittel gegeben, den Wasserhaushalt im Saalegebiete ziffernmässig zu bestimmen. Im Jahresdurchschnitte fallen rund 30% der Niederschlagsmengen auf den Abfluss, 50% auf die Verdunstung, und etwa 20% werden bei der Entwicklung der Organismen verbraucht. Der letzte Verlust gehört hauptsächlich dem Sommer an, wo er auf über 30% steigt.

Der Abfluss von 30% in dem Flussbette der Saale setzt sich aus dem direkt abfliessenden und dem als Quellwasser hervortretenden Regenwasser zusammen. Auch hier ist es möglich, den Betrag der beiden Abflussmengen annähernd zu bestimmen. Das einsickernde Wasser speist den Fluss in Zeiten der Trockenheit ganz allein, es verhindert ein völliges Versiegen des Flusses, bewirkt somit das Vorhandensein eines konstanten Niedrigwassers. Aus den niedrigsten Wasserständen jeden Monates ergiebt sich nun nach der zehnjährigen Periode etwa ein Niedrigwasserabfluss von 1500 Millionen *cbm*, das sind aber rund 50% der Abflussmenge überhaupt. Demnach würden in der Saale von dem gesamten Niederschlage 15% direkt abfliessen und 15% durch Absickern, also als Quellwasser zum Flusse gelangen.«

Veränderungen des Mississippilaufes und -deltas bespricht E. Deckert[1]). Carl F. Palfrey hat drei alte Karten des untern Mississippi — die eine vom Lieutenant Ross aus dem Jahre 1765, die andere von Philipp Pitman aus dem Jahre 1770 und die dritte

---

[1]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. 2. p. 587.

von V. Collot aus dem Jahre 1796 stammend — eingehend mit den neuern Karten des Stromes und insbesondere mit der grossen Karte der Mississippi-Riverkommission von 1887 verglichen und ist dabei betreffs der Laufveränderungen des grossen Stromes zu äusserst interessanten Ergebnissen gelangt. In dem Zeitraume von 1765 bis 1790 scheint der Lauf sich im allgemeinen sehr gleich geblieben zu sein, und namentlich scheint in diesem Zeitraume keine einzige grössere Durchschneidung (»cut-off«) einer Landzunge (bezugsweise Landenge) zwischen seinen Windungen stattgefunden zu haben. Anders aber in der Folgezeit. Da kamen solche Durchschneidungen, wie es scheint, im Zusammenhange mit der rasch fortschreitenden Besiedelung, Entwicklung und Kultivierung des Ohio-Beckens sehr häufig vor, und zwischen 1796 und 1817 sind vor allen Dingen zu verzeichnen: die Durchschneidung des Montezuma Bend, zwischen Memphis und Arkansas City, durch die der Stromlauf um 10.25 engl. Meilen verkürzt wurde; die Durchschneidung des Grand Lake und des Yazoo, zwischen Arkansas City und Vicksburg, durch die Verkürzungen um 10—14 Meilen bewirkt wurden; und endlich die Durchschneidung des Homochitta, unterhalb Natchez, eine Verkürzung um 16.25 Meilen verursachend. Spätern Datums und zum Teil künstlich hervorgerufen sind der Centennial Cut-off (18 Meilen, 1876), der Commerce Cut-off (unterhalb Memphis, 12.75 Meilen, 1874), der Davis Cut-off (unterhalb Vicksburg, 17.50 Meilen, 1867), der Raccourci Cut-off (oberhalb Bagon Sara, 17.5 Meilen, 1848) und zahlreiche andere. Zugleich lässt der Vergleich der ältern und neuern Karten aber auch deutlich erkennen, dass der Mississippi anderseits das Bestreben hat, sich zu verlängern, indem er die konkaven Ufer überaus kräftig unterwäscht und erodiert, die konvexen aber durch Anschwemmung erweitert und verschiebt. Ein Quittmachen der Verluste, die seine Lauflänge in den letzten 100 Jahren auf die angegebene Weise erlitten hat, ist dadurch aber nicht erfolgt, und alles in allem mass der alte Mississippi, wie ihn die Karten von Ross, Pitman und Collot zeigen, von Cairo bis Bayou Sara 991.75 Meilen, während der Mississippi von heute zwischen denselben Punkten nur noch 800 Meilen misst, es erfolgte also eine Verkürzung des Stromes um 191.75 Meilen oder um nahezu $^1/_5$ der frühern Länge. Die Gesamtverkürzung durch Cut-offs betrug 205.75 Meilen, die Gesamtverlängerung durch Erosion und Anschwemmung aber nur 14 Meilen.

Ein weiterer Zug, den der Vergleich der Karten deutlich erkennen lässt, ist das Stromabrücken aller Ufervorsprünge, sowie aller Inseln unter Beibehaltung der allgemeinen Umrisslinien, indem die stromauf gerichteten Ufer beständig benagt, die stromab gerichteten aber durch Anschwemmung entsprechend erweitert werden.

Indem wir den Vergleich C. F. Palfrey's auf das Mississippidelta ausdehnen, gewahren wir noch weitere grosse Wandelungen, die mit dem Strome vor sich gegangen sind. An den sogenannten

Pässen des Mississippi, sowie auf der ganzen linken Seite des Deltalaufes zeigt die Karte von Ross zwar annähernd dieselben Verhältnisse, die wir heute beobachten: es springen klar in den Augen der Pass à Loutre, der Nordostpass, der Südpass und der Südwestpass; der Lake Pontchartrain hatte beinahe genau seine heutige Gestalt; und der Lake Maurepas, sowie der Lake Borgne waren ebenfalls bereits vorhanden. Der Lake Maurepas scheint sich seither durch die Anschwemmungen des Amite und New-River nur unerheblich verkürzt zu haben, und die Trennung des Lake Pontchartrain von dem Lake Borgne scheint durch die Anschwemmungen des Pearl River eine strengere und landfestere geworden zu sein. Desto gewaltiger sind aber die Veränderungen auf der rechten Stromseite. Hier finden wir den Quacha Lake, sowie den Lac des Allemands in ihren allgemeinen Grundzügen angelegt, wie sie in der Gegenwart sind, und desgleichen auch den Bayou des Allemands und den Bayou la Fourche (als Chetimachas River), sowie das System des Barataria River Den Quacha Lake trennen aber nur zwei kleine Inseln von der flach eingeschnittenen Woods Bay des mexikanischen Golfes, und der Bayou la Fourche mündete in den Golf wenig unterhalb der Stelle, wo ihn heute der Barataria-Kanal durchschneidet. Die ganze amphibische Landschaft, welche sich heute südlich und westlich davon ausdehnt — den Lake Villère und Little Lake, den Bayou St. Denis und Grand Bayou, die landumschlossene Barataria-Bay, die Bay des Ilettes, die Caminado Bay, die Timbalier Bay, den Lake Felicity und Lake Quitman, und die Südhälften der Kirchspiele Terre Bonne, La Fourche, Jefferson und Plaquemine — gab es damals noch nicht. Das Mississippidelta wäre demnach in dieser Gegend im Verlaufe der letzten 130 Jahre mindestens um 3000 *qkm* gewachsen. Es versteht sich aber von selbst, dass die Schlüsse, welche in dieser Beziehung aus dem Kartenvergleiche gezogen werden können, keine sehr strengen sind. Die Collot'sche Karte zeigt ein ähnliches Bild von dem Mississippidelta, wie die Ross'sche, die Inseln vor dem Quacha-See, der Barataria-See genannt wird, erscheinen aber auf derselben als miteinander verwachsen, und die Trennung des Sees von dem Meere ist breiter und landfester[1]).

Die Quelle des Missouri war bisher noch immer nicht genügend festgestellt; diese Forderung zu erfüllen, unternahm J. V. Brower eine Expedition, über deren Erfolg er in einem umfangreichen Werke berichtet. Brower ging im Sommer 1895, nachdem er vorher bereits die Mississippi-Quelle untersucht hatte, nach Three Forks (Dreigabelung), wo sich der Gallatin-Fluss, der Madison und der Jefferson vereinigen. Die ersten beiden haben ihre Quelle in dem berühmten Yellowstone National Park, der dritte, der Jefferson River, ist der

---

[1]) Vgl. hierzu den Annual Report of the Secretary of War. Washington 1893. p. 3703 u. ff.

längste dieser Quellflüsse und ist daher als der Hauptarm zu bezeichnen. Dessen Lauf verfolgte Brower aufwärts; weiter oben nimmt der Fluss den Namen Beaver Head Creek (Biberkopfbach) an, noch weiter oben den des Red Rock Creek (Rotfelsbach). Ungefähr auf der Grenze der beiden Staaten Montana und Idaho durchströmt der Fluss zwei Seen, den obern und untern Red Rock Lake. Brower machte hier Halt, um die Zuflüsse des obern dieser beiden Seen zu untersuchen, da sich hier die eigentliche Quelle des Missouri finden lassen musste. Der obere Red Rock Lake erhält zwei Wasserarme, einen im Norden und einen im Süden, die gemeinsam aus einem Cañon kommen und sich nach einem mäandrischen Laufe von 4—5 *km* wieder zusammenfinden. Der Schlund dieses Cañon ist von rauhem Gebirgscharakter, an einer Stelle findet sich die Spur eines frühern Wasserfalles, jetzt eine Stromschnelle. Bisher wurde dieses Thal Hell Roaring Cañon (der Schlund des Höllenlärmes) genannt, Brower giebt ihm den Namen Culver's Cañon, nach dem Namen eines Ansiedlers, der ihn bis zu dieser Stelle begleitete. Die eigentliche Quelle befindet sich nicht weit von dem obern Ende dieses Schlundes in einer Vertiefung eines Gipfels im Felsengebirge in einer Höhe von 2400 *m*. Von dieser Quelle bis zur Vereinigung der drei Quellströme bei Three Forks ist die Entfernung 637 *km*, von Three Forks bis zur Mündung des Missouri in den Mississippi 4075 *km* und von dort bis zur westlichen Durchfahrt im Mississippidelta 2042 *km*. Danach beträgt die Gesamtlänge dieses längsten Flusses der Erde 6754 *km*[1]).

Das Stromsystem des Orinoko. Seiner Wasserfülle und geographischen Lage nach gehört der Orinoko zu den bedeutendsten Flüssen der Erde, und sein Stromsystem wird dereinst für den Handel ebenso von Interesse werden, wie es dies für die Wissenschaft seit lange ist. Von seiten einer grossen Anzahl Forscher sind mehr oder minder wichtige Beiträge zur Kenntnis des Orinoko und seiner Nebenflüsse geliefert worden, allein das gesamte Material ist zerstreut, auch bleibt noch sehr viel zu thun übrig. Unter diesen Umständen ist es ein sehr dankenswertes und nützliches Unternehmen, alles über das Stromgebiet des Orinoko Vorhandene zu sammeln, zu sichten und unter einheitliche Gesichtspunkte zu bringen. Diese mühevolle Arbeit hat Dr. med. Ludwig Wagner ausgeführt[2]).

Der Strom entspringt in der Gegend, wo die Sierra Unturan und Curupira mit der Sierra Parima zusammentreffen. Von dem unter 1° 17′ 43″ nördl. Br., 64° 51′ 56″ Gr. L. am westlichen Ende der Sierra Curupira gelegenen Berge Guay sah die Grenzkommission gegen die Quellgegend des Orinoko lange, mit dunklem Walde

---

[1]) Mitteilungen geogr. Gesellsch. in Wien. 1897. p. 287.

[2]) 31. Bericht der Oberhessischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Giessen 1896.

bedeckte Gebirgszüge von teils runden, teils schroffen, grossartigen Formen.

Die Stromentwicklung des Orinoko schätzt Michelena auf 2350 *km*. Das Stromgebiet umfasst nach Codazzi 1000000 *qkm*, Angaben, die naturgemäss unsicher sind.

Chaffanjon, der leider keine Positionsbestimmungen anstellte, kam 18 Tagereisen von Esmeralda an eine zur Sierra Parima gehörige Bergkette, wo der Orinoko als ein kleiner Giessbach von einer steilen, mit Granitblöcken übersäten Felswand eines hohen Berges herabkam; Chaffanjon betrachtete diesen auf 1200—1400 *m* geschätzten Berg als die Quelle des Orinoko und nannte ihn Pic de Lesseps (18. Dezember 1886).

Der erste grosse Nebenfluss ist der Padamo, der an seiner Mündung 120 *m* Breite und 3 *m* Tiefe hat und dem Orinoko an Wasserfülle mindestens gleich ist.

Weiterhin liegt die Niederlassung Esmeralda, die Chaffanjon aus fünf leeren Hütten bestehend fand, in reizender Landschaft, deren Hintergrund die in die Wolken ragende Gebirgsmauer des Duida bildet. Obwohl das Land fruchtbar ist, und eine durch Güte des Aromas berühmte Ananas vorzüglich gedeiht, sowie Viehzucht leicht möglich wäre, haben die Bewohner diese schöne Gegend verlassen, da ganze Wolken von Stechfliegen den Aufenthalt unerträglich machten. Die Höhe des Duida beträgt nach Humboldt 2530 *m* über dem Meeresspiegel, 2179 *m* über der Ebene von Esmeralda, womit Schomburgk's Zahlen, 7145—55′ über der Savanna, stimmen. Chaffanjon giebt dem Duida sogar 3000 *m*. Der Gipfel des Berges ist kahl und felsig; an seinen schroffen Abhängen erblickt man gewaltige, gewissermassen in der Luft schwebende Wälder; über diesen Wäldern erhebt sich der kahle Fels noch ca. 4600′ hoch. Der Abfall ist gegen Nordwesten steiler als gegen Osten. Der Duida soll nicht aus Granit, wie Humboldt meinte, sondern aus Sandstein bestehen; der Sandstein sei allerdings an der Oberfläche so dunkel gefärbt, dass man ihn mit Granit verwechseln könne.

Nicht weit ($13^1/_2$ *km*) unterhalb Esmeralda ist die Gabelung des Stromes, durch welche der Orinoko $^1/_3$ seines Wassers an den Rio Negro verliert. Chaffanjon meint, dass der Anprall der Strömung am linken Ufer eine Bucht ausgebildet haben möge, die sich bei jedem Hochwasser vergrösserte und schliesslich durchbrach. Das linke Ufer ist steil; da seine Schichten vom Strome wegfallen, werden sie unausgesetzt unterwühlt. Das rechte Ufer, die ruhige Stromseite, besteht aus flachen, vom Strome abgelagerten Sand- und Thonmassen, die rasch von Vegetation überzogen und dadurch verfestigt werden; diese bei jedem Hochwasser zunehmenden Ablagerungen drängen den Strom immer mehr gegen die linke Seite. Die Bifurkationsstelle wandert jährlich einige Zentimeter mit dem Strome abwärts und liegt jetzt ca. 800 *m* unter der ursprünglichen Stelle.

Der Eingang des Casiquiare bietet durchaus nichts Besonderes und sieht wie die Mündung eines kleinen Nebenflusses aus: er ist bloss 40 *m* breit, die Strömung die gleiche wie im Orinoko; sie nimmt aber nach Passierung der Thonschichten an Stärke zu, auf 2.9 — 3.8 *m* pro Sekunde, bei einer Flussbreite von 500 — 550 *m* Der Casiquiare strömt bis zur Mündung des Pacimoni gegen Südwesten, dann gerade gegen Westen und mündet nach ca. 200 *km* Lauflänge in den Rio Negro.

Der Orinoko ist an der Gabelung 670 *m* breit, der Casiquiare ca. 300 *m* (hinter dem engen Eingange), also von der Breite des Rheines bei Mainz, die Tiefe des Orinoko soll an dieser Stelle 4 Fuss betragen, des Casiquiare 30 Fuss (Codazzi).

»In der Nähe der Bifurkation, hauptsächlich längs des Casiquiare, ist die Üppigkeit des Pflanzenwuchses fast unbeschreiblich; das Flussufer erscheint wie eine Mauer oder ein Pfahlwerk, gebildet aus dichtbelaubten Bäumen; solche von lorbeerartigem Typus mit dunklen, glänzenden, lederartigen Blättern wiegen vor (Laurineen), untermischt mit Chirivapalmen; von oben bis unten sind die Bäume mit Epiphyten, darunter prachtvollen Orchideen, bedeckt und mit herrlichen Blüten in leuchtenden Farben übersät; entsprechend ist die Tierwelt z. B. durch Affen und Papageien reichlich vertreten, aber auch durch Jaguare, die hier besonders häufig und gefährlich sind. Der Casiquiare stellt einen Kanal von 300 *m* bis 1000 *m* Breite dar, zwischen zwei ungeheuern, grünen, mit Laub und Lianen bedeckten Wänden; die Bäume stehen so dicht, dass auf längere Strecken Landen unmöglich wird. Die Befahrung des Casiquiare ist durch seine grossen Moskitoschwärme bedeutend erschwert; man zieht den im übrigen unbequemern Tragplatz Yavita-Pimichin als Weg vom Orinoko zum Amazonas vor. Der Casiquiare führt natürlich wie der Orinoko weissgelbes Wasser und empfängt auf seinem Laufe zum Rio Negro zahllose Zuflüsse aus dem regenreichen Waldgebiete seiner Umgebung; am bedeutendsten sind zwei aus Osten kommende Nebenflüsse, der unter 20° 7′ 50″ nördl. Br. (Schomburgk) mündende und weisses Wasser führende Siapa oder Idapa, sowie der etwa doppelt so grosse, an der Mündung 300 Yards breite Schwarzwasserfluss Pacimoni (Baria-Jatua). Nachdem der Casiquiare bis zur Mündung des letztern 120 Meilen gegen Südwesten zurückgelegt hat, läuft er, durch Aufnahme des Pacimoni dunkler gefärbt, 24 Meilen gegen Westen und mündet 550 Yards breit etwas oberhalb San Carlos in den hier 600 Yards breiten und, wie schon der Name sagt, schwarzen Rio Negro.«

Auf seinem weitern Laufe nimmt der Orinoko rechts den Ventuari auf, welcher an der Mündung ein Delta mit sieben Hauptarmen und ein Labyrinth von Inseln und Klippen bildet, wodurch heftige Wellen entstehen; das Ganze nennt man Raudal von S. Barbara. Weiterhin mündet links der gewaltige Guaviare, der vorher den Atabapo aufnimmt. Dieser, ein Typus der schwarzen Flüsse, führt

reines, angenehm schmeckendes, geruchloses Wasser, das bei reflektiertem Lichte bräunlich, bei durchgehendem gelblich, in dicker Schicht tiefschwarz ist; auf 7—10 *m* ist es noch ganz durchsichtig; der Flussboden besteht aus blendend weissem Quarzsande; wie bei allen schwarzen Flüssen fehlen Stechfliegen und Krokodile; dafür sind Wasserschlangen um so häufiger.

Von der Mündung des Guaviare bis Maypures läuft der Orinoko nordwärts. »Die grosse Bergreihe Duida-Uniana tritt dicht an den Orinoko heran, welcher sie schliesslich durchbricht; so entstehen die berühmten Katarakte von Maypures und Atures, welche der Schifffahrt eine Grenze setzen.

Die Katarakte von Maypures, in welche der Orinoko mit 1560 *m* Breite eintritt, bestehen aus einem Archipel von Inseln, die auf eine Strecke von 5.8 *km* das Strombett erfüllen, sowie aus zwischen diesen Inseln gelegenen Felsendämmen und Wasserfällen, deren grösster der 3 *m* hohe Salto de la Sardina ist. Die östliche Hälfte der Katarakte ist gefährlicher als die westliche; gegen erstere Seite drängt der Strom heran; bei Niedrigwasser liegt aber die Fahrstrasse am linken Ufer trocken; daher ist die Passierung von Maypures bei Hochwasser leichter.

Wie ein altes Strombett zeigt, floss der Orinoko hier früher mehr westlich. An den benachbarten Felsen sind 58 *m* über dem jetzigen höchsten Wasserstande Flutmarken sichtbar.

Von einem Granithügel in der benachbarten Savanna überblickt man den ganzen Katarakt als eine 4—5 *km* breite Schaumfläche, aus welcher tiefschwarze, ungeheure Steinmassen aufragen, die mit Baumgruppen, besonders Palmen der Gattung Oreodoxa, bedeckt sind. Die Niederlassung Maypures am linken Ufer umfasste (1886) sechs Hütten mit ca. 20 Bewohnern, Mestizen und Indianern.

Unter den Katarakten von Maypures liegt nahe oberhalb des schwarzen Llanosflusses Tomo der Raudal de Guahibos, gebildet durch eine mehrere Fuss hohe Gneisbank; auf dieser haben sich typische Riesentöpfe entwickelt, die grössten 1.3 *m* tief und 48 *cm* weit, in welchen noch der Rollstein liegt, der sie ausschliff. Der Raudal Garcita ist eine bei Hochwasser leicht zu überwindende Stromschnelle; auch hier sind Flutmarken 58 *m* über dem Hochwasserniveau sichtbar.

Ein Geräusch wie Donner kündigt schon auf mehr als 4 *km* Entfernung die Katarakte von Atures an; mitten durch die Berge dahinbrausend, bricht der Strom sich freie Bahn; am linken Ufer ragt als letzter Ausläufer der Orinokokette, durch den Fluss abgeschnitten, der Pic Uniana empor, ein hoher Bergkegel, der auf steil abfallender Felsenmauer frei aus der Ebene aufsteigt.

Atures liegt 54 *km* unter Maypures. Die Katarakte beginnen dicht unter dem Pic Uniana, zwischen den Cerros Meseta am linken, Punta und Cataniapo am rechten Ufer; auf 10 *km* ist der Orinoko in ein enges Strombett eingezwängt und noch durch Inseln und

Felsen gehindert, über die er in zahlreichen Stromschnellen hinabstürzt; die Schnellen werden durch unzählige quere Felsendämme erzeugt, zwischen welchen zahlreiche, mit Palmen dicht bewachsene Inseln liegen. Man unterscheidet viele einzelne Fälle. Bei Atures hat sich der Strom, veranlasst durch Schuttkegel von Osten kommender Gebirgsbäche, gegen Westen gewendet.

Der Ort Atures, am rechten Ufer 4.5 *km* vom Orinoko entfernt in einer mit grossen Granitblöcken bedeckten Ebene, besteht aus 7—8 Hütten mit ca. 20 Bewohnern und ist zwar frei von Moskitos, aber reich an Sandflöhen. In der Umgebung wechseln Savannen mit kahlen schroffen Bergen; die Savannen ähneln europäischen Wiesen und gehen zum Teil in Parklandschaften über.

Die Berge ragen 225—260 *m* über die Ebene, tragen überwiegend runde Granitgipfel, mit dichtem Laurineenwalde bedeckt, über dem sich noch Gruppen hellgrüner Cucuritopalmen erheben, einen Wald über dem Walde bildend; daneben kommen auch schroffe Kämme vor, mit zackigen Felsen besetzt, die wie Säulen über dem Walde vorragen.«

Weiterhin nimmt der Orinoko, der hier 1000 *m* Breite hat, links den Meta auf, einen seiner grössten Nebenflüsse und an Wasserreichtum der Donau vergleichbar. Derselbe ist für Dampfer von 2.5 *m* Tiefgang weit hinauf fahrbar. Der nächste grosse Nebenfluss des Orinoko ist der Apure, der mit zwei Quellflüssen in der Kordillere von Merida entspringt. Seine gelben Gewässer sind auf eine längere Strecke gegen die weissen des Orinoko durch eine scharfe Linie deutlich geschieden; erst bei Cabruta ist die Mischung vollständig eingetreten.

»Vor dem Delta des Apure ist der Orinoko eine ungeheure seeartige Wasserfläche, bei Niederwasser fast 3 *km* breit, bei Hochwasser aber 10 *km* und mehr; seine Ufer sind breite Strandflächen, erst weit im Hintergrunde bemerkt man dunkle Waldmassen; die Szenerie macht den Eindruck des Einsamen und Grossartigen. Nicht weit unter der Apuremündung liegt die Stelle, wo der Orinoko scharf aus der Richtung gegen Norden in die nach Osten umbiegt. Mit der Änderung der Stromrichtung verändert sich wie mit einem Schlage der Landschaftscharakter. Oberhalb des Apure zeigen die Ufer nur dürftige Vegetation, der Eindruck von Trockenheit und Dürre wiegt vor; von Tierleben ist äusserst wenig zu spüren, die Gegend erscheint starr und tot; unterhalb des Knies von Caicara entwickelt sich ein ausserordentlicher Reichtum der Pflanzen- und besonders der Tierwelt. Scharen von Wasservögeln, Flamingos, Reiher, Löffelgänse, Enten u. s. w. beleben die Ufer; auf den breiten Strandflächen vor dem Walde bemerkt man Herden von Wasserschweinen; auf den Sandbänken lagern, mit aufgesperrtem Rachen sich behaglich sonnend, ganze Reihen von Kaimans, am Waldsaume lässt sich nicht selten ein Jaguar blicken.

Die Berge von Guayana treten unter Caicara etwas vom Strome zurück; beide Ufer umsäumt im Hintergrunde ein aus niedrigen Bäumen und Sträuchern bestehender Wald, der von tropischer Üppigkeit durchaus nichts wahrnehmen lässt; diese zeigt sich erst wieder im Delta.«

Rechts empfängt der Orinoko den noch wenig erforschten Rio Caura und wird im fernern Laufe bis zu 3 *km* breit, verschmälert sich aber sodann in der Enge (Angostura) von Ciudad Bolivar auf den vierten Teil, ist aber immer noch bedeutend breiter als der Rhein bei Köln. »Ciudad Bolivar ist am rechten Ufer auf einem kahlen Hügel von Hornblendeschiefer amphitheatralisch aufgebaut; es ist die grösste Stadt am Orinoko (ca. 10000 Einwohner). Früher wurde sie Angostura genannt; gegenüber am linken Ufer liegt Soledad.

Die Stadt ist von grösster Bedeutung für den Export der Produkte des Orinokobeckens, sowie des Goldes vom Cuyuni; deutsche Firmen sind zahlreich vertreten; Dampfer gehen von hier den Orinoko, Apure, Meta, Portugueza hinauf und unterhalten auch regelmässige Verbindung mit Trinidad. Vor der Stadt lagert mitten im Strome ein gewaltiger Felsblock, die Piedra del Medio, der selbst vom Hochwasser nicht überflutet wird. An dieser Piedra ist der Hochwasseranstieg gut messbar, er beträgt 12—15 *m*. Die vorüberfliessende Wassermasse beträgt nach Orton bei Niedrigwasser ca. 7000 *cbm*, Mittelwasser ca. 14000 *cbm*, Hochwasser ca. 25000 *cbm* pro Sekunde. Die Tiefe übersteigt an manchen Punkten 50 *m*.

Die Flutwelle ist hier noch bemerkbar, 460 *km* vom Meere. Ciudad Bolivar mag 60—80 *m* über dem Meere liegen, der Stromspiegel 17—18 *m*. Die Umgebung der Stadt ist hügelig und trägt den Charakter der Llanos; nicht weit von Bolivar entspringen heisse Quellen (des Flüsschens San Rafael) in einigen Hundert Fuss Höhe (Appun).

Bei Hochwasser macht die rasende Gewalt und Schnelligkeit des in die Enge gezwängten Riesenstromes einen beängstigenden, unheimlichen Eindruck; treibende Inseln, losgerissene Uferstrecken, riesenhafte Urwaldbäume fliegen in sausender Eile mit dem Strome am Beschauer vorüber. Von Ciudad Bolivar bis zur Caronimündung läuft der Orinoko fast genau gegen Osten, mit leichter Abweichung nach Norden; bis Barrancas wird dann ein flacher Bogen gegen Süden durchlaufen.

Von Norden kommen nur noch relativ kleine Zuflüsse; die auf der Mesa Guanipa verlaufende Wasserscheide ist dicht an den Strom herangetreten; von südlichen Zuflüssen überragt alle andern an Grösse der gewaltige Caroni, der letzte bedeutende Zufluss, den der Orinoko überhaupt noch erhält. Die Landschaft von Ciudad Bolivar bis zum Caroni ist monoton, vom Charakter der Llanos.«

Vor der Teilung des Orinoko zum Delta ist der Strom 20 *km* breit und bis 120 *m* tief. Das Delta wird auf 24—36000 *qkm* geschätzt. »Es beginnt etwas unter Barrancas durch Abzweigung

des gegen Norden laufenden Caño Manamo, der wiederum den Caño Macareo abgiebt, wichtig als Fahrstrasse der Dampfer zwischen Trinidad und Ciudad Bolivar; bei einer mittlern Breite von 1000 Fuss ist der Macareo dem untern Main vergleichbar.

An der Abgangsstelle des Caño Manamo befindet sich eine durch Sandbänke für Schiffe gefährliche Stelle, der Malpaso von Yaia. Das linke Orinokoufer ist im Gebiete des Delta hoch und steil; von dem heftig nach Norden drängenden Strome wird es unausgesetzt angegriffen und unterwühlt. Der Manamo mündet in die Boca Vagre, den südlichsten Teil des Golfes von Paria, der Macareo in die Boca del Sierpe.

Südlich vom Anfange des Manamo liegt die grosse, niedrige, flache, fruchtbare und ungesunde Insel Tortola.

Der Hauptstrom geht nördlich von der Insel vorüber, am südlichen Arme liegt Piacoa. In der Nähe dieses Ortes befindet sich ein ca. 600′ hoher Hügel, mit schwarzem Felsgerölle und braunrotem Konglomerate bedeckt, an welchem Appun im Jahre 1859 eine auf der Spitze gelegene, ca. 1 Fuss im Durchmesser haltende Öffnung sah, aus welcher nach Schwefeldämpfen riechender Rauch hervordrang; zugleich war unterirdisches Getöse vernehmbar.

Der Caño Grande, der Hauptstrom des Orinoko, welcher die alte Richtung gegen Osten beibehält, wird durch die lange Insel Imataca in zwei je 3400 *m* breite Arme geteilt, Caño Imataca (südlich) und Caño Zacupana (nördlich); sie vereinigen sich nach 14 Meilen langer Trennung 10 Meilen westlich vom Kap Barima, indem sie die 20 Seemeilen breite Hauptmündung Boca de Navios bilden. Die Insel Imataca ist durch Querkanäle in kleinere Inselstücke, wie Paloma, Curiapo, Junco u. s. w., zerteilt.

Wieviel Mündungen man dem Orinoko giebt, 7, 11, 17 oder 50, Zahlen, welche sich alle in den Beschreibungen finden, ist ziemlich gleichgiltig, da Veränderlichkeit der Arme in Form, Grösse und Existenz ihre Zahl doch fortwährendem Wechsel unterwirft.

Im Delta erhält der Orinoko noch einige relativ kleinere Zuflüsse.

Die Fluthöhe soll am Kap Barima ca. 1 *m* betragen, im Golfe von Paria aber 2—10 *m*. Dass der Orinoko in diesem Golfe Süsswasser erzeuge, ist nicht richtig, das Wasser ist jedoch etwas weniger salzig als auf offener See; Einfluss auf Strömung und Farbe des Seewassers ist 13—18 *km* von der Insel Cangrejo bemerkbar. Die Wassermassen des Orinoko werden von der gegen Nordwesten laufenden Küstenströmung durch Schlangenbucht, Golf von Paria und Drachenschlund in das karibische Meer getrieben.«

Über die Regenverteilung im Gebiete des Orinoko und die Schwankungen im Wasserstande desselben und seiner Nebenflüsse verbreitet sich Dr. Wagner ausführlich. »Bald nach dem Frühlingsäquinoktium beginnt der Orinoko zu steigen, nach der Volksmeinung (in Ciudad Bolivar) am 25. März, anfangs nur um 2.5 *cm* in 24 Stunden; im April tritt zuweilen wieder ein Fallen ein; das

Maximum des Hochwassers wird im Juli erreicht und bis gegen den 25. August beibehalten; dann tritt allmählicher Abfall ein, langsamer als der Anstieg erfolgte, und im Januar und Februar ist das Minimum des Wasserstandes erreicht. Der Abfall wird im November durch einen geringen Wiederanstieg, Creciente de los Muertos (so genannt wegen Allerseelen), unterbrochen, der gering ist, aber nie fehlt.

Der Anstieg beträgt am untern Orinoko 25—30 *m*, bei Angostura ca. 8 *m*, nach Sachs sogar 40—50 Fuss.

Nach dem Volksglauben soll der Orinoko alle 25 Jahre höher als sonst steigen. Über den Betrag des Ansteigens macht Codazzi folgende Angaben:

Meta	47	Fuss	Sipapo, Caroni	30	Fuss
Guaviare	40	»	Ventuari	28	»
Apure	39	»	(Sachs: 30—40)		
Atabapo	38	»	Padamo, Cunucunuma	27	»
Vichada	30	»	Mavaca	20	»

Diese Anschwellungen sind offenbar Ausdruck der mittlern Niederschlagsmenge im ganzen Becken, und ihr geregeltes Auftreten beweist die regelmässige Verteilung des Regens über grössere Flächen von einem Jahre zum andern.

Früher suchte man die Orinokoquellen am Ostabhange der Anden und schrieb das Steigen der Gewässer der periodischen Schneeschmelze zu. Aber die Gebirge des Westens tragen bei einer Schneegrenze von ca. 4400—4700 *m*, über welche nur einige Gipfel ragen, viel zu wenig Schnee, um eine so grossartige Erscheinung ermöglichen zu können. Es muss demnach eine andere Ursache zu grunde liegen, und sie lässt sich in der jährlichen Wanderung der Passat- und Calmenzone auffinden.

»Um die Zeit des Dezember, wenn die Sonne am weitesten im Süden steht, dringt der Nordostpassat bis gegen 5° N vor, also herrscht Trockenzeit am mittlern und untern Orinoko, sowie am Apure, Arauca, Meta, d. h. im grössten Teile des Stromsystemes; der Einfluss der unter Nordostpassat liegenden Flächen überwiegt: Minimum des Wasserstandes im Januar und Februar.

Im März hat sich die Kalmenregion nach Norden vorgeschoben; es regnet am obern Orinoko bis vielleicht zum Meta, sowie auf dem ganzen Hochlande von Guayana: Beginn des Anstieges Ende März.

Im Juli ist die Kalmenzone, hinter ihr der Südostpassat, über das ganze Orinokobecken vorgedrungen bis zu 10° N (August); im ganzen Stromgebiete regnet es heftig: Maximum des Hochwassers im Juli, August.

Mit gegen Süden rückgehender Sonne weichen Kalmen und Südostpassat wieder zurück; im Oktober ist die Lage ähnlich wie im März: allmählicher Abfall des Wassers.

Im Dezember ist der Anfangszustand wieder erreicht. Die Creciente de los muertos entspricht offenbar dem Nachlasse der

Regen im September und ihrer Verstärkung im Oktober, letzteres als Nachwirkung des zweiten Zenithaldurchganges der Sonne.

Dass am untern Orinoko, für welchen die Angaben über Steigen und Fallen hauptsächlich gelten, die Niveauänderungen dem Eintritte der Regen- und Trockenperioden gewissermassen verspätet nachschleppen, kann nicht wundern, da die Wassermassen zu ihrem Wege Zeit gebrauchen.

Die immer noch kolossalen Wassermengen, welche der Orinoko in der Trockenzeit führt, verdanken verschiedenen Entstehungsarten ihren Ursprung.

Äquatoriale Regen speisen den obern Orinoko, Caura, Caroni, sowie den Atabapo.

Die grossen andinen Ströme werden hauptsächlich durch den an der Cordillera oriental und Kordillere von Merida aufsteigenden Passat erhalten; Steigungsregen verstärken wohl auch Mittel- und Unterlauf von Caroni und Caura, weil der Nordostpassat quer auf die Thalgehänge des Hochlandes von Guayana auftrifft; dabei mag der Umstand günstig sein, dass relativ höhere Berge (Orinokokette) im Westen liegen, so dass der schon etwas erschöpfte Passat durch erhöhten Anstieg zu weiterer Wasserabgabe gebracht werden kann. Auch der Apure erhält durch beide Passate Wasser (in der Trockenzeit durch den Nordostpassat, in der Regenzeit durch den Südostpassat).

Über die Menge des Regens hat man nur Schätzungen: die am obern Orinoko fallende Menge veranschlagt Humboldt auf 240—270 *cm* pro Jahr; in der Gegend der Pacaraima fallen nach Schomburgk und Appun vielleicht 100—200 *cm*; auf gleich viel schätzt Hettner die jährliche Regenmenge der Cordillera oriental; ähnliches mag für die Kordillere von Merida gelten.

Im einzelnen gestalten sich die Erscheinungen nicht so schematisch, wie man nach obiger Darstellung glauben könnte; am untern Orinoko weht z. B. während der Regenzeit von April bis August ohne Unterbrechung Westwind (Varines genannt), was wohl mit dem cyklonalen Charakter der Luftbewegung zusammenhängt.

Im Übergange der Jahreszeiten treten auf dem Orinoko heftige Wirbelstürme, Chubascos, auf: in wenigen Minuten überziehen Wolken den ganzen Himmel, es wird dunkel, tiefe Windstille tritt ein; plötzlich erhebt sich ein furchtbarer Wirbelsturm, dem kleinere Schiffe auf dem Strome nicht so selten erliegen.

Auch die Regenmenge der Jahre zeigt grosse Schwankungen, obwohl es sich um tropische Gebiete handelt (Hettner).

Über die Wasserfarbe der Flüsse möge folgendes bemerkt werden:

Der Orinoko führt etwa vom Padamo an, infolge Beimischung thonig-lehmiger Bestandteile, getrübtes gelbliches Wasser, das besonders im Mittel- und Unterlaufe durch die Überreste der zahlreich vertretenen Organismenwelt reich an organischer Substanz ist; in

manchen Buchten nimmt das Wasser durch faulende Kadaver von Krokodilen bisamartigen Geruch und Geschmack an.

Von weisser oder gelblicher Farbe sind auch die im karibischen Gebirge und den Anden entspringenden Nebenflüsse.

In scharfem Gegensatze hierzu steht die Gruppe der schwarzen Flüsse; hierher gehören sowohl Flüsse des Hochlandes von Guayana, wie Padamo, Cunucunuma, Sipapo, Cuchivero, Caura, Aro, Caroni, als auch Ströme der Llanos, z. B. Vichada, Mataveni, Tuparo, Tomo; aber weder sind alle Ströme des Hochlandes schwarz (z. B. nicht Matacuni, Cundanamo, Siapa), noch alle der Llanos (Guaviare, Meta, Apure). Schwarz sind auch die anscheinend in dichter Waldung entspringenden Flüsse Atabapo, Temi, Tuamini.

Das Wasser der schwarzen Ströme ist nicht etwa trüb, undurchsichtig, sondern im Gegenteil so klar, dass man den Grund bis auf ca. 10 *m* Tiefe sehen kann; es ist rein, von angenehmem Geschmacke, geruchlos, in dicker Schicht pechschwarz, in dünner goldbraun, im Glase blassgelb oder ganz klar; vom Winde gekräuselt erscheint die Oberfläche der Ströme tiefgrün. Da das Wasser klar ist, kann die Farbe nicht von suspendierten, sondern nur von gelösten Bestandteilen herrühren. An direkten Einfluss des Bodens kann nicht gedacht werden, weil schwarze Flüsse sowohl auf dem Granit von Guayana als dem Geröll- und Schwemmlande der Llanos vorkommen, und zudem nicht jeder Fluss auf Granit schwarz ist u. s. w. Dagegen scheint eine Beziehung zum Vegetationscharakter der durchflossenen Bodenschichten zu bestehen, insofern die schwarzen Flüsse durch moorige Stellen der Savannen oder humusreichen, morastigen Boden der Urwälder fliessen. Vielleicht darf man die Erscheinung mit der dunklen Farbe gewisser Moorwässer in Verbindung bringen, welche reich an gelösten organischen Stoffen, besonders Huminsäuren, sind[1]).

Dieser Vermutung widerspricht nicht das starke Dispersionsvermögen des schwarzen Wassers, das auf relativ hohen Gehalt an gelösten organischen Stoffen schliessen lässt. Auch verträgt sich damit sehr gut die Unschädlichkeit desselben, denn die Huminsäuren sind fäulnishemmender Natur (gute Erhaltung organischer Gegenstände in Torfmooren); dem entgegen gilt das Wasser der weissen Ströme für fieberbringend, wird also reich sein an organischen Keimen mikrobischer Art.

Der Mangel an suspendierter organischer Substanz, z. B. Algen und niedern Tieren, in den schwarzen Flüssen muss des weitern Mangel an Würmern und Insektenlarven (daher auch an Moskitos) bedingen, dies aber relative Armut an Fischen; das letzte Moment veranlasst wieder Fehlen der Krokodile und Wasservögel; beiden

[1]) Echte Schwarzwasserflüsse giebt es auch in Deutschland, z. B. die Ilz (Böhmerwald); ihr Vorkommen als an die Tropen gebunden zu bezeichnen, ist falsch.

letztgenannten Tiergruppen mag auch die für Erlangung der Beute hinderliche Durchsichtigkeit des Wassers unangenehm sein, da beide leichter im Trüben zu fischen vermögen.

Damit die dem Wasser erteilte schwarze Farbe zur Geltung kommen kann, muss noch eine negative Bedingung erfüllt sein: der Fluss darf suspendierte thonige Partikel nicht führen, diese verdecken die schwarze Farbe; bei geringer Beimengung entsteht eine gelbbraune Mischfarbe. Mangel suspendierter thoniger Teilchen kann auf zwei Ursachen beruhen: entweder darauf, dass der Fluss über reinen Granitboden fliesst (Hochland von Guayana), oder dass er im alluvialen Terrain sich so langsam bewegt, dass alles Sediment sich niederschlagen kann (Llanosströme).

Hieran anschliessend, soll die Färbung der im Orinoko stehenden Granitfelsen besprochen werden: diese Felsen fallen durch ihre tiefschwarze Farbe auf, sie sehen fast wie metallisches Eisen aus; die Farbe haftet nur an der Oberfläche in Form einer dünnen Rinde. Gleiches hat man beobachtet an den Klippen im Essequibo, an den Nilkatarakten von Syene und an den Yellalafällen des Kongo. Die Erscheinung wurde bis jetzt bloss in der heissen Zone wahrgenommen, an Flüssen mit einer durchschnittlichen Temperatur von 24 — 28° C. Nur solche Granitmassen, welche dauernd oder zeitweilig mit dem Flusswasser in Berührung kommen, zeigen die Färbung, nicht aber Felsen, die allein der Regen befeuchtet; eine gewöhnliche Verwitterungsform ist also ausgeschlossen.

Nahe liegt es, den Farbstoff der schwarzen Flüsse verantwortlich machen zu wollen, aber gerade in diesen sind die Felsen absolut nicht gefärbt; nur die weissen Ströme haben schwarze Felsen. Die Analyse der Rinde ergab Gehalt an Eisen, Mangan, vielleicht auch Kohle.

Die Indianer behaupten, dass es Fieber bringe, in der Nähe dieser Felsen zu schlafen; am Orinoko wie am Essequibo begegnet man der gleichen sonderbaren Meinung.«

Dr. Wagner wendet sich in dem letzten Kapitel seiner Arbeit dem Baue und der Geschichte des Stromsystems des Orinoko zu, die er mit grossem Scharfsinne untersucht. Hier soll einiges daraus über das Orinokodelta hervorgehoben werden. »Der Meinung, dass negative Strandverschiebung (nach Definition von Suess) zur Deltabildung erforderlich sei, scheint das Orinokodelta nicht zu entsprechen. Denn nachgewiesenermassen sinkt die Küste, der Golf von Paria ist ein grosser Einbruch, Trinidad war früher Festland; und doch liegt hier ein grosses Delta. Nach den Darlegungen von Ernst kann man aber behaupten, der Orinoko habe eigentlich gar kein Delta, falls man unter einem solchen ein vom Flusse durch Anschwemmung erzeugtes Landgebiet versteht. Die ursprüngliche Mündung des Orinoko war allein die Boca de Navios; alle andern Arme sind Durchbrüche durch das Festland, gebildet infolge Senkung des Festlandrandes, welcher nach zoogeographischen Thatsachen noch

im Tertiär Grenada, Tobago, Trinidad umschloss. Die Senkung begann Ende des Tertiär. Auch heute noch senkt sich anscheinend diese Gegend, womit in Einklang steht, dass der Hauptstrom hier heftig gegen das nördliche Ufer drängt und sich vom Hochlande entfernt hat.

Das von den Flussmassen umschlossene Gebiet besteht also der Hauptmasse nach nicht aus Alluvionen, sondern aus altem Festlande. Denkt man sich die nördlichen Durchbrüche nicht stattgefunden, so hat man das Bild eines trichterförmigen Ästuariums (Boca de Navios) vor sich.«

Schliesslich untersucht der Verfasser, welche Umbildungen der Orinoko seit seinem Bestande erlitten hat.

»Die auffallende Erscheinung der Bifurkation,« sagt er, »kann in letzter Linie darauf bezogen werden, dass der obere Orinoko nicht in der Rinne relativ grösster Tiefe fliesst, sondern entlang einer Fläche, die noch weiter, wie die Flussrichtungen zeigen, gegen Südwesten abfällt, und deren Tiefenrinne von dem fremden Stromsysteme des Rio Negro erfüllt ist. Ob der Bau des Flussbettes oder ob rückschreitende Erosion die Entstehungsursache gewesen ist, dürfte schwer zu entscheiden sein; erstere Annahme hat viel für sich; zu Gunsten der Anzapfungstheorie könnte das Verhalten des Atacavi aufgeführt werden, der sich dem Orinoko in auffallender Weise genähert hat.

Die Flutmarken bei Maypures, Atures, Carichana, San Borja, ca. 60 *m* über dem jetzigen höchsten Wasserstande, lassen sich als Beweise für einstmalige Existenz von Seen und allmähliche Tieferlegung des Wasserspiegels durch Erosion deuten. Auf das frühere Vorhandensein von Seen wurde schon aus Bau und Entstehung des Orinokobeckens geschlossen; aus dem Llanosmeere mussten an den tiefsten Stellen, am Rande des Hochlandes, Süsswasserseen entstehen, welche allmählich von den Gewässern ausgefüllt, abgezapft und beseitigt wurden.

In der Glazialperiode mag das Stromsystem wasserreicher gewesen sein als jetzt; auf diese Periode könnte man vielleicht das Vorkommen der Felsblöcke beziehen, welche über die Llanos, besonders zwischen Guaviare und Meta, zerstreut sind, da zu ihrer Beförderung grössere Wasserkraft erforderlich scheint, als sie heute die dortigen Flüsse besitzen[1]); der »Andengletscher« Montolieus, welcher die ganzen Llanos überzogen haben soll, hat allerdings wohl kaum existiert; dass aber eine, resp. mehrere Perioden stark gesteigerter Niederschläge vorhanden gewesen sind, darauf deuten die in der Kordillere von Merida und Bogotà durch Sievers, resp. Hettner

[1]) Die Deutung dieser Blöcke als transportierter Gebilde ist jedoch durchaus nicht die einzig mögliche; besonders die grössten Massen lassen sich viel ungezwungener als letzte aus dem Schwemmlande vorragende Denudationsreste eines zerstörten alten Gebirges erklären, d. h. als an Ort und Stelle entstanden. (Dr. W.)

genauer untersuchten Schotterterrassen; beide Forscher halten auch eine frühere ausgedehnte Vereisung dieser Gebirge für in hohem Grade wahrscheinlich.«

Die Areale der aussereuropäischen Stromgebiete hat Dr. A. Bludau bestimmt, und zwar durch Abzählung und Messung der Gradnetzmaschen auf guten Karten[1]). Das Verfahren ist natürlich nur ein rohes, indessen können bei dem dermaligen Standpunkte der Kartographie für die aussereuropäischen Erdteile überhaupt nur genäherte Werte erwartet werden. Hier mögen die erhaltenen Resultate folgen, soweit sie veröffentlicht sind.

I. Süd-Amerika.

A. Gesamtübersicht.

		qkm
1.	Gebiet des Atlantischen Ozeans	16 275 000
2.	» » Pacifischen Ozeans	1 056 000
3.	Abflussloses (neutrales) Gebiet	274 000
	Sa.	17 605 000

B. Gebiet des Atlantischen Ozeans.

		qkm
1.	Atlantische Abdachung vom Isthmus von Panama bis zur Wasserscheide gegen den Rio Atrato	5 000
2.	Rio Atrato	64 000
3.	Rio Magdalena	266 000
4.	Küstengebiet zwischen Rio Magdalena und Orinoko einschl. der Laguna de Maracaybo	245 000
5.	Orinoko	944 000
6.	Küstengebiet zwischen Orinoko und Amazonas (Cuyuni — Essequibo — Corentyne — Maroni — Ovapocy)	493 000
7.	Amazonas mit Tocantins	7 050 000
8.	Gurupy-Tury-assu	62 000
9.	Pindaré — Guajahu — Itapicuru	159 000
10.	Parnahyba	346 000
11.	Küstengebiet zwischen Parnahyba und São Francisco	276 000
12.	São Francisco	652 000
13.	Küstengebiet zwischen São Francisco und La Plata	863 000
14.	La Plata mit Uruguay	3 104 000
15.	Colorado (Gobu—Leobú) und Negro (Curru—Leobú)	1 202 000
16.	Chubut und alle übrigen Flüsse bis zum C. Froward	544 000
	Sa.	16 275 000

C. Gebiet des Pacifischen Ozeans.

		qkm
17.	Pacifische Abdachung Columbias	91 000
18.	» » Ecuadors	107 000
19.	» » Perus	324 000
20.	» » Chiles	534 000
	Sa.	1 056 000

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 96, 186. 241.

D. Abflusslose Gebiete.

		qkm
21.	Gebiet des Titicaca- und Aullagas-Sees	197 000
22.	Südlich davon gelegenes Gebiet	77 000
		Sa. 274 000

II. Afrika.

A. Gebiet des Atlantischen Ozeans.

		qkm
1.	Kap Agulhas—Oranje	124 000
2.	Oranje: a) eigentlicher Fluss 447 000 b) weiteres Gebiet 513 000	960 000
3.	Oranje—Kunene	254 000
4.	Kunene	137 000
5.	Kunene—Kuanza	164 000
6.	Kuanza	149 000
7.	Kuanza—Kongo	92 000
8.	Kongo	3 690 000
9.	Kongo—Ogowe	145 000
10.	Ogowe	175 000
11.	Ogowe—Niger	393 000
12.	Niger: a) eigentliches Flussgebiet 1 512 000 b) weiteres Gebiet 580 000	2 092 000
13.	Niger—Kap Palmas	875 000
14.	Kap Palmas—Senegal	775 000
15.	Aus der Sahara	340 000
16.	Atlas-Gebiet	176 000
		Sa. 10 541 000

B. Gebiet des Mittelländischen Meeres.

		qkm
1.	Nil: a) eigentliches Flussgebiet 2 660 000 b) weiteres Gebiet 143 000	2 803 000
2.	Aus der Sahara	1 300 000
3.	Atlas-Gebiet	248 000
		Sa. 4 351 000

C. Gebiet des Indischen Ozeans.

		qkm
1.	Kap Agulhas—Limpopo	400 000
2.	Limpopo	400 000
3.	Limpopo—Sambesi	250 000
4.	Sambesi	1 330 000
5.	Sambesi—Rovuma	270 000
6.	Rovuma	145 000
7.	Rovuma—Rufiji	73 000
8.	Rufiji	178 000
9.	Rufu und Tana	505 000
10.	Tana—Juba	335 000
11.	Juba	196 000
12.	Somali-Halbinsel bis Tadjura-Golf	790 000
13.	Tadjura—Massaua	226 000
14.	Massaua—Sues	305 000
		Sa. 5 403 000

D. Neutrale Gebiete.

		qkm
1.	Etoscha—Ngami—Suga	880 000
2.	Leopold-See	65 000
3.	Rudolf-See	235 000
4.	Tsad-See	1 020 000
5.	Sahara	6 740 000
	Sa.	8 940 000

E. Gesamtübersicht.

		qkm		%
1.	Gebiet des Atlantischen Ozeans	10 541 000	=	36.05
2.	» » Mittelländischen Meeres	4 351 000	=	14.88
3.	» » Indischen Ozeans	5 403 000	=	18.48
4.	Neutrale Gebiete	8 940 000	=	30.59
	Sa.	29 235 000	=	100.00

III. Asien.

A. Gebiet des nördlichen Eismeeres.

		qkm
1.	Kara-Fluss	15 000
2.	Ob	2 915 000
3.	Samojeden-Halbinsel	145 000
4.	Nadym- und Tas-Fluss	385 000
5.	Jenissei	2 510 000
6.	Jenissei—Lena	1 255 000
7.	Lena	2 320 000
8.	Lena-Ostkap	1 765 000
	Sa.	11 310 000

B. Gebiet des Pacifischen Ozeans.

		qkm
1.	Ostkap—Amur	1 200 000
2.	Amur	2 010 000
3.	Amur—Wladiwostok	90 000
4.	Wladiwostok—Südspitze Koreas	128 000
5.	Südspitze Koreas—Shan-hai-kwan	476 000
6.	Shan-hai-kwan—Hwang-ho	332 000
7.	Hwang-ho	980 000
8.	Hwang-ho—Jang-tse-kiang	176 000
9.	Jang-tse-kiang	1 775 000
10.	Jang-tse-kiang—Si-kiang	275 000
11.	Si-kiang	400 000
12.	Si-kiang—Mekong	412 000
13.	Mekong	810 000
14.	Mekong—Menam	55 000
15.	Menam	150 000
16.	Menam—Kap Buru	160 000
	Sa.	9 429 000

C. Gebiet des Indischen Ozeans.

		qkm
1.	Kap Buru—Saluen	137 000
2.	Saluen	325 000
3.	Saluen—Irawadi	38 000
4.	Irawadi	430 000
5.	Irawadi—Brahmaputra	87 000
6.	Brahmaputra	670 000
	Sa.	1 687 000

		qkm
	Transport:	1687000
7.	Ganges	1060000
8.	Mahanadi und Nachbarn	280000
9.	Godavari	310000
10.	Krishna	270000
11.	Krishna—Kap Comorin	263000
12.	Kap Comorin—Tapti	112000
13.	Tapti	65000
14.	Narbada	95000
15.	Narbada—Indus inkl. Ran	455000
16.	Indus	960000
17.	Indus—Schatt-el-Arab	390000
18.	Tigris	375000
19.	Euphrat	335000
20.	Schatt-el-Arab—Kap Mesandum	126000
21.	Kap Mesandum—Bab-el-Mandeb	316000
22.	Bab-el-Mandeb—Akaba	322000
23.	Akaba—Sues	23000
	Sa.	7444000

D. Gebiet des Mittelländischen Meeres.

		qkm
1.	Port Said—Iskenderun	88000
2.	Iskenderun—Golf von Kos	96000
3.	Golf von Kos—Skutari	99000
4.	Skutari—Kobulety	256000
5.	Kobulety bis zum Kuban	37000
6.	Kuban	57000
7.	Kuban—Manytsch	62000
	Sa.	695000

E. Abflusslose (neutrale) Gebiete.

A. Hochasien:

		qkm
1.	Tibet	620000
2.	Zaidam und Kuku-nor	300000
3.	Tarimbecken bis Su-tschou	1210000
4.	Mittlere Gobi (Alaschan)	520000
5.	Nördliche und östliche Gobi	1065000
6.	Dschungarei	325000
	Sa.	4040000

B. Aralo-Kaspisches Gebiet:

7.	Balchasch-See	485000
8.	Syr-darja	280000
9.	Syr-darja—Amu-darja	265000
10.	Amu-darja	450000
11.	Murghab—Heri-Rud	230000
12.	Atrek und südkaspisches Ufer bis zum Kura	166000
13.	Kura mit Aras	195000
14.	Terek und Kuma	160000
15.	Ural-Fluss	272000
16.	Emba (Ural-Fluss—Mugodschar-Gebirge)	220000
17.	Mugodschar-Gebirge—Balchasch-See	840000
18.	Transkaspisches Gebiet südlich 45° N.	485000
19.	Aral-See	68000
20.	Kaspisches Meer	439000
	Sa.	4555000

C. Iranisches Gebiet:

21. Inneres Iran	1 560 000
22. Urmia-See	55 000
23. Wan-See	19 000
	Sa. 1 634 000

D. Syrisch-arabisches Gebiet:

24. Syrisch-arabische Wüste	2 330 000
25. Totes Meer	50 000
	Sa. 2 380 000

E. 26. Kleinasien mit Ejerdir Göl (2500)	80 000
	Sa. 12 689 000

F. Gesamtübersicht.

	qkm		%
1. Gebiet des Nördlichen Eismeeres	11 310 000	=	27,21
2. » » Pacifischen Ozeans	9 429 000	=	22,68
3. » » Indischen Ozeans	7 444 000	=	17,91
4. » » Mittelländischen Meeres	695 000	=	1,67
5. Abflusslose (neutrale) Gebiete	12 689 000	=	30,53
Sa.	41 567 000	=	100,00

Die Veränderungen im Mündungsgebiete des Adour hat Ch. Duffart untersucht[1]). Das alte Mündungsgebiet des Adour lag einst erheblich nördlicher wie die heutige Mündung, der Hauptausfluss war bei Capbreton 15 *km* nördlich von der heutigen Mündung. Vielleicht sind einige der Étanges im südlichsten Teile der heutigen Küste alte Mündungsformen. In der zweiten Hälfte des 14. Jahrhunderts scheint die Hauptmündung bei Vieux Boucau gewesen zu sein. Die heutige Mündung ist von der Stadt Bayonne hergestellt und 1598 eröffnet, wobei der alte Flusslauf abgedämmt wurde.

11. Seen und Moore.

Die Landseen Europas. Eine überaus wertvolle Zusammenstellung der europäischen Seen nach ihrer Meereshöhe, Grösse und Tiefe, sowie ihrem Rauminhalt hat Dr. K. Peucker unter genauem Quellennachweise und zum Teil auf eigenen Untersuchungen beruhend, gegeben[2]). Wir führen aus dieser Zusammenstellung die folgenden Angaben auf, wegen der Autoritäten bezüglich der einzelnen Daten auf das Original verweisend. Ein Sternchen bezeichnet das Vorhandensein einer Tiefenkarte des betreffenden Sees.

[1]) Bull. Soc. Géogr. comm. de Bordeaux 1897. **20.** p. 4.
[2]) Hettner's Geogr. Zeitschrift. **2.** p. 606 ff.

Name — Lage	Meereshöhe m	Flächeninhalt qkm	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Rauminhalt Millionen cbm (hl)
Aardalsvand — Norwegen	5	13.9	186	—	—
Achensee* — Nordtiroler Kalkalpen	929	7.34	133	71	520
Aiguebelette*, Lac d' — Französ. Alpen	374	5.45	71.1	31	167
Albano, Lago di — Latium	293	6	156 (?)	—	—
Alpsee (bei Füssen)* — Bayer. Alpen	808	1.163	59	25.8	29.95
Alpsee (bei Immenstadt) — Bayer. Alpen	728	ca. 2.6	26	—	—
Alserio, Lago di — Ober-Italien (Como)	260	1.44	8.1	—	—
Altausseer See* — Salzkammergut	709	2.09	52.8	34.6	72.4
Ammersee* — Bayer. Alpenvorland	534	46.2	78	37.6	1740
Annecy*, Lac d' — Savoyen	447	27	65	42	1120
Annone, Lago di — Ober-Italien (Como)	226	5.71	11	—	—
Arendsee* — Altmark	24	5.54	49.5	29.3	162
Arre-See — I. Seeland	4	40.62	ca. 4	—	—
Attersee* — Salzkammergut	465	46.72	170.6	84.2	3934
Baldegger See* — Schweiz (Luzern)	463	5·04	66	—	—
Bannwaldsee — Bayer. Alpenvorland	779	2.1	11.5	ca. 6.4	13
Bassenthwaite* — England	68	5.35	21	5.5	29
Behler-See* — Ost-Holstein	22	3.22	43	—	—
Beldahnsee — Preuss. Platte	117	13.64	31	—	—
Biallolafker See* — Preuss. Platte	116	2.72	35	—	—
Bieler See* — Schweiz	433	43.6	76	28	1240
Bjeloje Osero — Russland	122	1125	10	—	—
Bodensee* — Alpenvorland	395	538.5	252	90	48440
Bolsena, Lago di (Vulsinio) — Latium	305	114.53	140 (?)	—	—
Bourget*, Lac du — Savoyen	232	44.6	145	81	3620
Bracciano, Lago di — Latium	164	57.47	292 (?)	—	—
Bredeimsvand — Norwegen	56	23.3	273	—	—
Brienzer See* — Schweiz	566	29.3	261	176	5170
Caldonazzo*, Lago di — Süd-Tirol	449	5.38	49	26	140
Candia*, Lago di (Moränenseen v. Ivrea) — Ober-Italien	226	1.69	7.5	—	—
Cavazzo*, Lago di — Friaul	195	1.74	39	12.3	21.4
Cavedine*, Lago di — Süd-Tirol	242	1.01	50	24.3	24.5
Cazau, Etang de — Gascogne	20	60	50	—	—
Chalain*, Lac du — Franz. Jura	500	2.32	34	20	46.6
Chiemsee* — Bayer. Alpenvorland	520	85	73	24.5	2090
Comabbio, Lago di — Ober-Italien (Como)	236	3.59	7.7	—	—
Comersee — Ober-Italien	199	144.4	409	156	22500
Coniston* — England	44	4.91	56	24	113
Croce*, Lago di Sta — Ober-Italien	382	4.72	34	22.7	107
Crummock* — England	98	2.52	44	26.4	66.3
Čepic-See — Istrien	24	6.6	2.9	—	—
Dargainen-, Kirsaiten-, Kissain-See, Dobenscher u. Labab-See — Preuss. Platte	117	69.34	29.5	—	—
Derventwater* — England	74	5.35	22	5.5	29
Diek-See* — Ostholstein	22	3.87	38.6	—	—
Dümmer — Wesergebiet	41	22	2—5	—	—
Dümmersee* — Mecklenburger Platte	46	1.8	21	—	—
Earn*, Loch — Schottland	93	9.93	88	—	—
Egerisee* — Schweiz (Zug)	725	7.00	83	—	—
Eibsee — Bayer. Alpen	950	ca. 2	28	—	—

Name — Lage	Meereshöhe m	Flächen-inhalt qkm	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Rauminhalt Millionen cbm (hl)
Ekernsjö — Norwegen	19	31.4	158	—	—
Enare-See — Lappland	115	1421	9	—	—
Ennerdale* — England	112	2.91	45	19	56
Esrom-See — I. Seeland	9	17.49	16	—	—
Eutiner See, Gr. — Ostholstein	27	2.37	17	—	—
Faakersee* — Kärnten	561	2.345	29 5	14.25	33.4
Fucino, Lago di — Mittel-Italien	655	160	23	—	—
Fure-See — I. Seeland	20	9.69	38	—	—
Fuschlsee* — Salzkammergut	661	2.66	67 3	37.4	99.5
Gardasee* — Ober-Italien und Süd-Tirol	65	370	346	135	49760
Garlate, Lago di — Ober-Italien (Como)	198	4.64	35	—	—
Genfer See* — Französisches u. Schweizer Alpenvorland	372	582.4	309	153	88920
Gérardmer*, Lac de — Vogesen	660	1.1	36.2	16.3	17.89
Glenstrup-See — Jütland	14	4.0	34	—	—
Gmundner (oder Traun-) See* — Salzkammergut	422	25.65	191	89.8	2302
Goldberger See — Mecklenburger Platte	46	9	3	—	—
Graben-See* — Salzburg (die Trumer Seen)	498	1.3	13	—	—
Greifensee* — Schweiz (Kanton Zürich)	439	8.48	34	—	—
Grundlsee* — Salzkammergut	709	4.14	63.8	33.2	137.5
Hallstätter See* — Salzkammergut	494	8 58	125.2	64.9	557
Hallwyler See* — Schweiz	452	10.37	47	—	—
Haweswater* — England	212	1.40	31	12	16.7
Heiterwangsee* — Nordtiroler Kalkalpen	976	1.4	59.5	38	54
Hjelmar-See — Schweden	23	522	20	—	—
Hopfensee* — Bayerisches Alpenvorland	797	1.774	11.1	5.36	9.51
Horn-Afvan — Schweden	424	284	280	—	—
Hornisdalsvand — Norwegen	54	53	486	—	—
Idro, Lago d' — Ober-Italien (Brescia)	368	10.87	122	—	—
Iseosee — Ober-Italien (Bergamo)	185	61.4	250	—	—
Jagodner, Gr. Hensel- und Gurkler-See — Preuss. Platte	117	9.14	34	—	—
Joux*, Lac de — Schweizer Jura	1008	8.68	34	—	—
Kalterer See — Südtirol	216	1.43	6.5	—	—
Keitele — Finnland	99	681	30	—	.
Keller-See* — Ost-Holstein	24	5.6	27 5	—	—
Keutschacher See* — Kärnten	508	1.406	15	9.4	13
Klopeiner See* — Kärnten	449	1.125	48	26	29 2
Klönthal-See — Schweiz (Glarus)	828	1.18	33	—	—
Kochelsee* — Bayerische Alpen	601	6.8	66	29	200
Kolimajärvi — Finnland	106	113	25	—	—
Kopaïs-See* — Griechenland	97	240	4	—	—
Königsee* — Berchtesgaden	601	5.2	188	93	480
Laacher See — Rheinisches Schiefergebirge	229	3.3	53	—	—
Ládoga — Russland	5	18150	223	—	—
Laffrey*, Lac de — Französische Alpen	911	1.27	39 3	22	28.2
Langensee (Lago Maggiore)* — Ober-Italien und Schweiz	194	212.2	372	176	37260
Lansker See — Preuss. Platte	127	11.1	57	—	—
Lesina, Lago di — Mittel-Italien	1	51.4	2 (?)	—	—

Name — Lage	Meereshöhe *m*	Flächeninhalt *qkm*	Grösste Tiefe *m*	Mittlere Tiefe *m*	Rauminhalt Millionen *cbm (hl)*
Levico*, Lago di — Süd-Tirol	440	1 27	36	15.7	20
Ledro*, Lago di — Süd-Tirol	651	2.2	47	32 6	70
Lochy, Loch — Schottland	28	25 0	139	—	—
Lomond*, Loch — Schottland	6	85	192	—	—
Lowerzer See* — Schweiz (am Rigi) . .	448	3.10	14	—	—
Löwentin-See* — Preuss. Platte	117	24.62	37	—	—
Luganersee* — Schweiz und Ober-Italien	266	50.46	288	—	—
Luknainersee* — Preuss. Platte	117	6.78	5	—	—
Lycksee — Preuss. Platte	120	4.09	55	16	65.4
Maggiore, Lago siehe unter Langensee!					
Mantua, Seen von — der obere } Ober-Italien	18	4.5	8.5	—	—
der mittlere } zusammen, der untere } Ober-Italien	15	2.7 } 1.7 } 4.4	4	—	—
Martignano, Lago di — Mittel-Italien . .	207	2.5	80 (?)	—	—
Massaciuccoli, Lago di — Mittel-Italien .	1	6.89	2.4	—	—
Mauersee* — Preuss. Platte	117	103.86	38.5	—	—
Mälar-See — Südliches Schweden	0.5	1687	52	—	—
Mergozzo*, Lago di — Ober-Italien . . .	196	1.8	74	—	—
Mezzola, Lago di — Ober-Italien	200	5.85	80.5	—	—
Millstätter See* — Kärnten	580	13.26	140	92.7	1228
Mjösen — Norwegen	121	393	452	—	—
Molveno-See* — Tirol	821	3.3	117	49 3	160
Monate, Lago di — Ober-Italien	266	2.5	34	—	—
Moncenisio*, Lago del — Ober-Italien . .	1913	1.3	31	—	—
Mondsee*, — Salzkammergut	479	14.21	68.3	36	510
Morar, Loch — Schottland	9	25.4	329	—	—
Mos-See — Jütland	22	ca. 16.6	34	—	—
Murten-See* — Schweiz	435	27.6	48	22	600
Muurrejärvi — Finnland	106	26.2	9	—	—
Müritz*, die — Mecklenburger Platte . .	63	133.25	22	—	—
Müskendorfer See — Pommersche Platte .	120	13.53	30	—	—
Myvatn (Mückensee) — Island	290	27	6	—	—
Nantua*, See von — Französischer Jura .	475	1.41	42.9	28	40
Neagh, Lough — Irland	15	396	34.4	—	—
Nemi, Lago di — Mittel-Italien	318	1.7	32	—	—
Ness, Loch — Schottland	16	50	238	—	—
Neuenburger See* — Schweiz	432	220	153	64	14170
Neukloster-See* — Mecklenburger Platte	25	3.0	10	—	—
Neusiedler See — Ungarn	113	356	4	—	—
Neustädter See* — Pommersche Platte .	ca. 40	2.05	28	4.1	8.3
Niedertrumer See* — Salzburg. Alpenvorland	500	3.7	40	—	—
Nordsjö — Norwegen	15	75	176	—	—
Obertrumer See* — Salzburg. Alpenvorland	500	4.9	35	—	—
Oich, Loch — Schottland	30	ca. 4	42	—	—
Onéga — Russland	35	9752	ca. 366	—	—
Orlener See — Preuss. Platte	124	1.11	20	—	—
Orta, Lago d' — Ober-Italien (Novara) .	290	18.2	143	—	—
Ossiachersee* — Kärnten	494	10.57	46	19.1	200
Oulujärvi (Uleaträsk) — Finnland . . .	115	984	9—18	—	—
Oschinen-See* — Berner Alpen	1589	1.15	63	—	—
Paladru*, Lac de — Französische Alpen .	501	3.9	35.9	25	97.2

Name — Lage	Meereshöhe *m*	Flächeninhalt *qkm*	Grösste Tiefe *m*	Mittlere Tiefe *m*	Rauminhalt Millionen *cbm* (*k*)
Paola, Lago di — Latium	1	3 9	10	—	—
Päijänne — Finnland	78	1576	89	—	—
Peipus — Russland	30	3513	17	—	—
Pfäffikon-See* — Schweiz (Zürich)	538	3.29	36	—	—
Piediluco, Lago di — M.-Italien (Perugia)	368	1.57	20	—	—
Pilsen-See* — Bayerisches Alpenvorland	535	1.93	16	9.3	18
Plansee* — Nordtiroler Kalkalpen	972	3.4	75	47	160
Plattensee (Balaton)* — Ungarn	104	614	9	ca. 2 5	ca. 1535
Plöner See*, Gr. — Ost-Holstein	21	30.28	60 5	15	58.2
Plöner See*, Kl. — Ost-Holstein	21	3.88	34.5	—	—
Point*, Lac de St. — Französischer Jura	849	3.98	40.3	20	81.6
Poschiavo*, Lago di — Schweiz (Addagebiet)	960	1 96	84	—	—
Prokljan-See — Dalmatien	2	10 9	24	—	—
Pusiano, Lago di — Ober-Italien	258	5.3	24 3	—	—
Rannoch*, Loch — Schottland	204	19.26	128	—	—
Rhein'scher See und Taltergewässer — Preuss. Platte	117	17.85	51	18	321
Riegsee* — Bayerische Alpen	653	1.86	14	5.6	10.4
Ripa Sottile, Lago di — Mittel-Italien (Perugia)	372	1 1	7 5	—	—
Sabatino, Lago di — bei Rom					
Saima — Finnland	78	1760	57	—	—
Salziger See (Mansfelder Seen)* — Prov. Sachsen	89	8.75	18	ca. 7	ca. 60
Sarner-See* — Schweiz	470	7.63	52	—	—
Schaalsee* — Mecklenburger Platte	35	22	70	ca. 20	ca. 440
Schimon-See, Gr. — Preuss. Platte	117	1.75	3	—	—
Schlawaër-See — Nieder-Schlesien	80	12	12	—	—
Schliersee* — Bayerische Alpen	778	2.19	37	24.9	54.5
Schweriner See — Mecklenburger Platte	37	65.1	44	—	—
(Südlicher Teil* des Schweriner Sees)		26·8		—	—
Scutari-See* — Türkei und Montenegro	6	ca. 340	10	3.8	1300
Seefelder See siehe unter: Pilsen-See.					
Seekirchner See siehe: Wallersee.					
Sempacher See* — Schweiz	504	14.28	87	—	—
Silser See* — Ober-Engadin	1797	4.16	71	—	—
Silvaplana-See* — Ober-Engadin	1791	2.65	77	—	—
Sims-See — Bayerisches Alpenvorland	471	3.54	21	—	—
Spinone, Lago di — Ober-Italien (Bergamo)	338	2.1	10 (?)	—	—
Spirdingsee* — Ostpreussen	117	119.4	25	—	—
Spitzingsee* — Bayerische Alpen	1083	1.01	15	6.8	6.8
Staffelsee* — Bayerische Alpen	649	7.65	35	10.7	81.8
Starnberger See* — Bayerisches Alpenvorland	586	56	114	52	2910
Steinhuder Meer — Wesergebiet	39	33.8	41-42 (?)	—	—
Stor Afvan — Schweden	418	237	282	—	—
Suhrer See* — Ost-Holstein	22	1.43	24	—	—
Süsser See (Mansfelder Seen)* — Prov. Sachs.	94	2.61	7.7	ca. 5	ca. 13
Tachingersee siehe unter: Wagingersee.					
Taltowisko-See* — Preuss. Platte	117	3.13	35	—	—
Tay*, Loch — Schottland	105	27.4	155	—	—

Name — Lage	Meereshöhe m	Flächeninhalt qkm	Grösste Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Rauminhalt Millionen cbm (hl)
Tegernsee* — Bayerische Alpen	726	9.12	71	39.7	362
Thuner See* — Schweiz	560	48.1	217	135	6500
Trammer-See* — Ost-Holstein	21	1.71	25	—	—
Trasimeno, Lago di, oder di Perugia — Mittel-Italien	259	128.7	8 (?)	—	—
Traunsee siehe unter: Gmundner See.					
Trumer-Seen siehe unter: Graben-See.					
Tummel*, Loch — Schottland	138	2.53	38	—	—
Tyrifjord — Norwegen	63	135	281	—	—
Tystrup-See* — I. Seeland	7	6.5	22	—	—
Uleaträsk siehe unter: Oulujärvi.					
Ullswater* — England	145	8.94	63	25	223
Varano*, Lago di — Mittel-Italien (Foggia)	1	60.5	5.5	—	—
Varese, Lago di — Ober-Italien	236	15	26	—	—
Veldessee* — Krain	478	1.452	30.6	22	32
Vierer See* — Ost-Holstein	21	1.34	17.7	—	—
Vierwaldstätter See* — Schweiz	437	113.9	214	104	11820
Viverone*, L. di (Moränenseen v. Ivrea) — Ober-Italien	230	5.78	50	—	—
Vrana-See — I. Cherso	16	4.9	60	—	—
Vrana-See — Dalmatien	1	30.3	3.3	—	—
Waginger- (u. Tachinger-) See* — Bayer. Alpenvorland	445	10.06	27.5	15.6	157
Walchensee* — Bayerische Alpen . . .	803	17.12	196	79.3	1360
Walensee* — Schweiz.	423	24.2	151	103	2490
Wallersee* — Salzburger Alpenvorland .	504	7.5	23	—	—
Wastwater* — England	61	2.91	79	41	117
Weissensee* Bayerisches Alpenvorland . .	803	1.292	25	13.5	17.4
Weissensee* — Kärnten	918	6.6	97	33	222
Weitsee (oder Wdzidzen-See) Pommersche Platte	133	15.6	55	—	—
Wener-See* — Schweden	44	6238	86	—	—
Wetter-See — Schweden	88	1964	126	—	—
Windermere* — England	40	14.79	67	23·8	347
Wocheiner* See — Krain	526	3.28	44.5	29·7	97.5
Wolfgangsee* — Salzkammergut	539	13.15	114	47·1	619
Wörtersee* — Kärnten	439	21.6	84	37	809
Wörth-See — Bayerisches Alpenvorland .	560	4.49	34	—	—
Ylikitkakarvi — Finnland	207	219	9	—	—
Zeller- oder Irr-See* — Salzkammergut .	553	3.47	32	15.3	53.1
Zellersee* — Pinzgau	750	4.7	69	37	174
Zierker See — Mecklenburger Platte . .	59	ca. 4	ca. 4	—	—
Zirknitzer See — Krainer Karst	555	56	5	ca. 2	105
Zuger See* — Schweiz	417	38.4	198	84	3210
Züricher See — Schweiz	409	89.3	143	44	3900

Die Maare der Eifel in ihren Tiefen- und Temperaturverhältnissen hat Dr. W. Halbfass untersucht[1]). Die noch heute

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 149. Verhandlungen des naturhist. Vereins der Rheinlande 1897.

mit Wasser gefüllten Maare sind ausser dem Laacher See die drei Maare bei Daun, nämlich das Gemündener, Schalkenmehrer und Weinfelder Maar, das Pulvermaar bei Gillenfeld, das Holzmaar zwischen Gillenfeld und Eckfeld, das Meerfelder Maar bei Meerfeld und das Ulmener Maar bei Ulmen. Als neuntes Maar wäre noch anzuführen der Wanzenboden auf dem Mosenberge bei Manderscheid; dasselbe ist indes kaum 60 *a* gross, höchstens 2—3 *m* tief und in der Mitte zum Teil durch Schilf schon völlig zugewachsen, so dass es sicher in einigen Jahren dasselbe Schicksal haben wird wie das Hinkelsmaar, der nördlichste Krater des Mosenberges, der bei Follmann: »Die Eifel« in den Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde VIII, 3, p. 23 fälschlich noch mit Wasser gefüllt ist, in Wirklichkeit indes schon seit dem Jahre 1840 ausgetrocknet ist wie so viele andere Maare in der Eifel, die meist in der Nähe derjenigen liegen, die noch heutzutage wirkliche Seen sind.

Die Lotungen des Verf. wurden von ihm im Oktober 1896 vorgenommen und die Resultate zu Tiefenkarten der Maare verarbeitet.

»Das bei weitem grösste Maar ist der Laacher See, der mit seinem Areale von 3 312 000 *qm* 74%, also beinahe $^3/_4$ vom Gesamtareale aller Eifelmaare einnimmt. Gelegentlich der Herstellung eines Abzugsstollens in den Jahren 1842—1844 sank sein Niveau um ca. 6 *m*; seine jetzige Maximaltiefe beträgt 53 *m*, 2 *m* mehr, als die meisten Handbücher angeben, und befindet sich ziemlich genau in der Mitte, dem Nordufer etwas näher als dem Südufer. Am flachsten ist die Südostecke nach dem Niedermendiger Höhenrücken zu, am tiefsten die Nordostecke.

Vereinzelte Untiefen oder Mulden hat Verf. weder hier, noch in irgend einem andern Maare auffinden können, stets dacht sich der Boden kesselförmig nach allen Seiten zur Mitte ab. Die Böschung ist allerdings nach der Tiefe zu ungleichmässig, bei dem Laacher See ist sie am steilsten in der Tiefenstufe 10 bis 20 *m*; sie ist dort mit 13° 55′ $2^1/_2$ mal grösser, als sie im Mittel ist; die tiefstgelegene Stufe 50 bis 53 *m* zeigt durchschnittlich nur einen Böschungswinkel von $^1/_2$°, dem Laacher See kommt allein von den Maaren eine »Schweb« zu, wie sie am Bodensee sagen (plafond am Genfer See). Da sich seine grösste Tiefe zur Seite eines flächengleichen Quadrates wie 1 : 34 verhält, so stellt er sich als eine relativ flache Wanne dar, um so mehr, wenn man bedenkt, dass die seinem Rande unmittelbar aufgesetzten Vulkane, der Laacher Kopf (w) 459 *m*, der Veitskopf (n) 421 *m*, der Tellberg (s) 348 *m* und der Krufter Ofen (südöstl.) 468 *m*. sich beinahe 200 *m* über seinen Wasserspiegel erheben; ja der Roteberg, der nur wenig westlicher als der Tellberg liegt, übertrifft mit 235 *m* relativer Höhe die grösste Seetiefe um mehr als das Vierfache. Die vier zuerst genannten Berge besitzen zum Seeufer einen Neigungswinkel von resp. 13° 18′, 19° 57′, 8° 54′ und 11° 38′, der also beträchtlich grösser als die mittlere Böschung des Laacher Sees ist. In dieser Beziehung verhalten sich die übrigen Maare zum Teil ganz verschieden.

Nur noch das Meerfelder und, bis zu einem gewissen Grade, das Schalkenmehrer Maar sind annähernd so flach eingesenkte Wannen wie der Laacher See; die übrigen Maare, selbst das absolut genommen ziemlich seichte Holzmaar (21 *m*), stellen relativ bedeutende Bodensenkungen dar. Das Pulvermaar ist mit 74 *m* Maximaltiefe der tiefste See Deutschlands ausserhalb der Alpen; der zweittiefste See in den deutschen Mittelgebirgen. der Weisse See in den Vogesen, ist nur 60 *m*, der zweittiefste ausseralpine deutsche See, der Schaalsee bei Ratzeburg, nur 70 *m* tief. Nur der Bodensee, der Königsee, der Walchensee, der Starnberger- und der Ammer-

see sind noch tiefere deutsche Alpenseen; doch besitzt der letztgenannte nur die gleiche mittlere Tiefe wie das Pulvermaar (37.6 *m*). Die mittlern Böschungen der Maare erreichen durchweg sehr bedeutende Werte, bei dem Ulmener Maar sogar 21° 26′, d. h. einen höheren Betrag, als selbst der Königsee in Oberbayern, dessen mittlere Böschung nur 20° 5′ ist.

Bei allen Maaren liegt die grösste Tiefe ziemlich genau in der Mitte, bei dem Pulvermaare etwas mehr nach Südosten; bei dem Holzmaare ist die südwestliche Ecke so flach, dass sie im trocknen Sommer ganz ohne Wasser ist. Die meist auf allen Seiten gleichmässige Böschung steigt mit zunehmender Tiefe schnell an, wird dann langsamer weniger geneigt, um schliesslich dann in der tiefsten Schicht zu einem sehr kleinen Neigungswinkel herabzusinken, der bei dem Laacher See, dem Meerfelder, Weinfelder und Schalkenmehrer Maare unter einen Grad sinkt, während er bei dem Ulmener Maare mit 3° 29′ immer noch die mittlere Böschung des Bodensees (3°) übertrifft. Im einzelnen weichen die Böschungsverhältnisse der Maare untereinander wieder erheblich ab.

Von dem Gesamtvolumen aller Maare nimmt der Laacher See mit rund 107 Millionen *cbm* 81% ein, das Pulvermaar wegen seiner bedeutenden Tiefe mit rund 13 Millionen *cbm* 10%, während ihm nach seinem Flächenraum nur 8% zukämen; das Weinfelder Maar steht an dritter Stelle und überragt darin das an Fläche grössere Meerfelder- und Schalkenmehrer Maar; das geringste Volumen besitzt das Holzmaar, nämlich weniger als die Hälfte des nur etwas grösseren Gemündener Maares; an Volumen zwischen beiden steht das Ulmener Maar, welches den kleinsten Flächenraum einnimmt. Die grösste mittlere Tiefe (37.6 *m*) kommt dem Pulvermaare zu, dem der Laacher See mit 32.5 *m* zunächst steht; die geringste absolute wie relative Tiefe besitzt das Meerfelder Maar, (17 resp. 8.4 *m*).

Die Uferentwicklung nähert sich bei allen Maaren der Einheit, d. h. sie weichen in ihrer Gestalt von der kreisrunden nicht erheblich ab; am meisten thun dies noch der Laacher See und das Meerfelder Maar, während das Gemündener und das Pulvermaar sich der kreisförmigen Gestalt bereits sehr nähern; bei diesen beiden Maaren ist die grösste Länge nur um je 25 *m* grösser als die grösste Breite; ihnen zunächst steht das Weinfelder Maar, dessen Umfangsentwicklung den Betrag 1.052 erreicht.

Das Schalkenmehrer Maar, das einen Abfluss besitzt, war in östlicher Richtung früher bedeutend ausgedehnter; das Meerfelder Maar erfüllt nicht ganz die Hälfte eines grossen fast kreisrunden Kessels. Die südliche Hälfte wurde 1877—1880 durch Vertiefung des Abflusskanales entwässert und in Weideland umgewandelt; das Holzmaar besitzt sowohl einen Zu- wie einen Abfluss. Das Pulvermaar, das Weinfelder und das Gemündener Maar haben weder Zu-, noch Abfluss; ihre Ufer sind vollkommen geschlossene Wälle; auf der Südseite des Pulvermaares erhebt sich der halboffene, ganz isoliert gelegene Schlackenkrater des Römerberges, dessen höchste Spitze 65.2 *m* über seinen Spiegel emporragt, an Höhe also um 9 *m* hinter der grössten Tiefe des Maares zurückbleibt. Das Ulmener Maar, wohl der jüngste Krater, ist im Laufe der Zeit etwas kleiner geworden, denn während v. Dechen seine Grösse zu 6.9 *ha* angiebt, konnte Verf. auf Grund polarplanimetrischer Messungen auf dem Messtischblatte ihm nur 5.35 *ha* zubilligen. Auf seiner Nordseite durch den Kraterrand geschieden, an dem vor ca. 50 Jahren ein Teil des Ufers versank, dehnt sich ein 17 *ha* grosses, mit Wiesen und Moor bedecktes flaches Kesselthal aus, der »grosse Weiher« genannt. Eine Einsattlung am Kraterrande gegen Westen liess früher das zu hoch gestiegene Wasser des Sees durch die Dorfstrasse abfliessen; um dies zu vermeiden, ist jetzt ein Kanal durch den Südkrater geführt; das Ulmener Maar besitzt also nur einen künstlichen Abfluss.«

Die Temperaturbeobachtungen des Verf. sind nicht zahlreich genug, um allgemeine Schlüsse ziehen zu können. Eine Sprungschicht konnte jedoch in allen Maaren konstatiert werden, im Laacher See

ausserdem noch eine zweite Sprungschicht und ein schnelles Wandern derselben; sie lag im allgemeinen um so tiefer, je grösser die absolute Tiefe des Sees ist; ein bestimmtes gegenseitiges Verhältnis konnte aber nicht konstatiert werden.

Das Schalkenmehrer Maar ist in den höhern Schichten durchschnittlich wärmer als das gleichtiefe Holzmaar, in den tiefen Schichten ist dagegen letzteres wärmer, am Grunde sogar um 2°. Im Holzmaare bildeten die relativ ausgedehntern höhern Wasserschichten — bis 10 *m* 56 % des Areales, beim Schalkenmehrer Maare nur 40 % — ein besseres Wärmereservoir gegen die Kälteausstrahlung der rauhen Tage, die in der Eifel mit dem 10. Oktober einsetzten und am letzten Beobachtungstage, den 15., noch fortdauerten, als im Schalkenmehrer Maare, und daher hatten dort die tiefern Schichten ihre relativ höhere Wärme von den warmen Tagen vom 7.—9. Oktober noch beibehalten. Der Laacher See und das Weinfelder Maar besassen die gleiche Temperatur auch in der grössten Tiefe; das seichtere und kleinere Gemündener Maar war am Boden noch um 0.4° kälter, und das Pulvermaar, das fast doppelt so tief wie das Gemündener Maar ist, war auf dem Grunde nur um 0.2° kälter als dieses. Zum Vergleiche mit den Temperaturmessungen in den Eifelmaaren mögen die Beobachtungen dienen, die kaum 14 Tage später im Arendsee in der Altmark gemacht wurden[1]). Trotzdem inzwischen das rauhe Wetter angehalten hatte, war dort die Temperatur in 20 *m* Tiefe 10.2°, in 23 *m* 8.6°, in 25 *m* 7.0°, in 30 *m* 6.4°, in 45 *m* 6.0°, also in der Tiefe bedeutend höher als in der Eifel. Der Laacher See friert fast jedes Jahr meist Ende Januar auf rund 4—6 Wochen zu, das Gemündener Maar von Anfang Februar bis Mitte März, das Ulmener Maar, das vor Winden recht geschützt liegt, sehr oft schon im Dezember trotz seiner relativ recht bedeutenden Tiefe.

Die Entstehung der Alpenseen bildete den Gegenstand einer geologisch-geographischen Studie von Dr. L. Swerinzew[2]). Während die grossen Randseen des Alpengebietes jedem bekannt sind, haben nur wenige eine Vorstellung von der ungeheuern Anzahl kleiner und kleinster Seebecken des Hochgebirges, welche im Volksmunde vielfach als »Bergaugen« bezeichnet werden. Böhm hat allein in den Ostalpen deren 2460 aufgezählt, die kleinsten sogar nicht mitgerechnet. Je nach der wahrscheinlichen Entstehungsweise unterscheidet man mehrere Typen der Hochseen: Abdämmungsseen, Trichterseen, Einsturzseen, Auslaugungsseen, tektonische Seen u. s. w. Swerinzew kommt auf grund seiner Beobachtungen zu der Auffassung, dass die grössere Mehrzahl dieser Seen in Thalwegen liegende Flussseen sind, die durch Denudation bei der Thalbildung entstanden, und dies gilt nach ihm auch für die Mehrzahl der erloschenen Alpenseen. Die nicht zu

---

[1]) Siehe Petermann's Mitteilungen 1896. p. 173 ff.
[2]) Swerinzew, Zur Entstehung der Alpenseen. Petersburg 1896.

leugnende Form der Abdämmungsseen, der tektonischen Seen u. s. w. sind nach ihm nur zufällige sekundäre Erscheinungen des normalen Bildungsprozesses. Verf. sucht dies im einzelnen zu begründen, worüber auf das Original verwiesen werden muss. Schliesslich giebt er folgende Zusammenfassung:

Empirische Gesetze der Flussarbeit. Bei den Wasserläufen, beladen mit den Sinkstoffen, äussern sich u. a. zwei Effekte des mechanischen Einflusses auf die Sohle:

a) reibendes Vermögen (gleichmässige Abtragung), wenn die Stromrichtung (Resultierende der Geschwindigkeit) parallel der Sohle verläuft;

b) auskolkendes Vermögen (Beckenbildung) an den Stellen, wo die Sohle einen stumpfen Winkel mit der Stromrichtung bildet.

Gletscherwirkungen auf die Sohle. Da der Gletscher bekannterweise sich wie eine zähflüssige Masse verhält, so hat er auch die Eigenschaften der Ströme, somit kann er auch nach den oben aufgestellten empirischen Gesetzen erodieren (d. h. reiben und auskolken). Die Erosionswirkung des Gletschers ist aber sehr gering, da er bei grosser Mächtigkeit eine sehr kleine Geschwindigkeit, besonders an der Sohle, hat.

Bildung der Seebecken und Querriegel. Durch die auskolkende Einwirkung des fliessenden Wassers werden an der Stossseite einerseits Seebecken (Wannen), anderseits Barrieren gebildet. Die Erosion geht hier Hand in Hand mit der Alluvion (Akkumulation). Die Modellierung der Barrieren auf der Leeseite ist der rückwärts wirkenden Flusserosion zuzuschreiben.

Die Grösse der Seebecken steht in gewisser Beziehung zu dem Flusse, der sie erzeugt hat. Der Rauminhalt der vorhandenen grossen Wannen, von welchen nur ein kleiner Teil durch den See eingenommen wird, lässt sich folgenderweise erklären:

a) durch wiederholtes Verlegen, besonders nach rückwärts, des Auskolkungszentrums im Laufe der Zeit;

b) durch Hand in Hand mit der Durchsägung der Barriere gehendem Auskolkungsprozess;

c) durch Denudation und

d) durch schwankenden Wasserstand.

Die Entstehung von Zirkus- oder Karseen im Zentrum der durch rückwärts wirkende Erosion gebildeten Trichter- oder Zirkusthäler lässt sich durch Wirkung der strömenden Bäche, resp. Gletscher erklären.

Die kleinen Landzungen, »Nasen«, aus den anstehenden Felsen, welche man bisweilen in den Seen findet, sind Überbleibsel der Querriegel. Die auf ihnen vorhandenen Ausschnitte erweisen sich als kleine verlassene Thalwege (Thaltorso).

Deshalb bezeugt das Vorhandensein solcher Vorsprünge (Nasen) in vielen Seen, dass die betreffenden Seebassins aus mehrern Wannen zusammengesetzt sind.

Die hier und da zerstreuten isolierten Hügel in Haupt- und Seitenthalwegen erweisen sich ebenfalls, wenn sie nicht stadiäre Moränen, oder Bergstürze, Schuttkegel sind, als Reste der ehemaligen Thalböden (höheres Niveau), resp. Querriegel.

Zur Klassifikation der Seen. Die gegenwärtige Klassifikation der Alpenseen bedarf einer sorgfältigen Revision, da hier oft die Nebenumstände die wahre Entstehungsart verdunkeln und somit zu falschen Schlüssen führen. Die Alpenseen, durch Abdämmung verschiedener Art gebildet, sind (in den krystallinischen Gebirgen) relativ spärliche, sekundäre Erscheinungen. Die meisten dort zerstreuten Bergseen sind ihrer Entstehung nach Glieder der Flusssysteme (Fluss- und Zirkusseen), da sie in Thalwegen liegen und durch Erosion des Flussstromes entstanden sind.

Obersee, Niedersee, Oberblegisee im Glarnerlande, Gelmersee im Haslithale — sind eigentlich keine Trichterseen im Sinne der Baltzer'schen Theorie, sondern recht typische Thal-, resp. Flussseen, da die vorkommenden Trichter ganz sekundäre, zufällige Erscheinungen bei ihnen sind.

Die Seen im Dioritrücken bei Ivrea (Italien, Piemonte) sind nicht der glazialen Erosion, sondern der Flusserosion (Dora Baltea) zuzuschreiben.

Der Starnberger See, über dessen Entstehungweise die Ansichten der Geologen noch immer weit auseinander gehen, ist von W. Ule in bezug auf seine morphologischen und geophysikalischen Verhältnisse untersucht worden[1]. »Das geologische Bild der Umgebung des Starnberger Sees erhält seine hervorstechendsten Züge durch die Ablagerungen des Diluviums, die auch die Bodengestalt bestimmen. Auf der West-, Ost- und Nordseite des Sees umrahmen mächtige Moränenwälle die Wasserfläche. Es sind die Endmoränen der letzten Vergletscherung, des Isargletschers, welche ein typisches Amphitheater bilden, das v. Ammon als das Würm- oder Leutstettener Amphitheater bezeichnet. Die Moränen geben der Landschaft das charakteristische Aussehen, das wir überall wiederfinden, wo solche Schuttablagerungen auftreten. Es ist ein hügelreiches Gebiet mit vielen abgeschlossenen Bodensenken, die oft mit Wasser oder Moor erfüllt sind. Im Profil zeigt die Oberfläche meist sanfte Formen, sie ist noch nicht von der Kraft des fliessenden Wassers umgearbeitet, trägt vielmehr überall einen mehr jungfräulichen Charakter. In dieser Hinsicht gleicht die alpine Moränenlandschaft ganz der norddeutschen.

Seit der jüngsten Eiszeit ist das Seethal und seine Umgebung wenig umgestaltet. Es fehlte dazu das fliessende Wasser. Nur verhältnismässig kleine Bäche münden in den See, und auch der Abfluss, die Würm, ist kein wasserreicher Fluss, der in grösserem Um-

[1]) Hettner's Geogr. Zeitschrift 1897. 3. 10. Heft. p. 545 u. ff.

fange erodierend hätte wirken können. Jüngere Bildungen grösserer Ausdehnung beobachten wir nur am obern und untern Ende des Sees. Bei Seeshaupt und Ambach liegen mächtige Schotterablagerungen, die sich durch ihre Schichtung deutlich als eine Deltabildung erweisen. Sie ragen um 6—8 *m* über den jetzigen Seespiegel empor und geben uns damit kund, dass dieser einst um soviel höher gelegen haben muss. Vermutlich ist der See durch tieferes Einschneiden der Abflussrinne erniedrigt worden. Am untern Ende, zwischen Starnberg und Leutstetten, ist das Becken mit diluvialem Schutte ausgefüllt, auf dem sich zum Teil grosse Moore gebildet haben.

Aus den geologischen Thatsachen zieht nun Penck den Schluss, dass der Starnberger See glazialen Ursprunges sei.

Einen ersten Beweis dafür erblickt er in dem räumlichen Zusammenfallen der alpinen und voralpinen Seen mit dem diluvialen Glazialgebiete. Das ist allerdings eine auffallende Erscheinung; aber sie beweist an sich nichts für die Art der Entstehung der Seen, sie lehrt nur, dass von Gletschern bedeckt gewesene Gebiete reich an Seen sind. Jedenfalls berechtigt sie uns nicht zu dem Schlusse, dass alle im Diluvialgebiete vorhandenen Becken durch die Erosion des Gletschers gebildet sein müssen. Die Fülle an Seen erklärt sich weit ungezwungener aus dem geringen Alter dieser Glazialbildungen, die überdies infolge ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrer Oberflächengestalt wenig vom fliessenden Wasser bearbeitet werden konnten. Das fliessende Wasser ist aber eine der wichtigsten Ursachen für das Verschwinden stehender Gewässer, während das fliessende Eis dagegen ihre Bildung zu begünstigen scheint.

Weiter liefert dann Penck den Nachweis, dass der Würmsee ebenso wie der benachbarte Ammersee ein Erosionssee ist. Für die Annahme eines tektonischen Ursprunges der Senkung liegt keinerlei Anhalt vor.

Die Richtigkeit dieser Behauptung wird niemand bestreiten wollen. Fraglich aber bleibt, welche Kraft die Erosion ausgeübt hat. Nach Penck kann nur die erodierende Kraft des Eises in Betracht kommen.«

W. Ule hält dies jedoch keineswegs für völlig erwiesen und meint, ein Gegner der Glazialerosion werde durch sie nicht überzeugt, wie auch Albert Heim nur die Möglichkeit davon zugegeben hat. Die Tiefenlotungen Geistbeck's in den achtziger Jahren ergaben eine einfache Mulde, die den Forderungen Penck's entspricht, allein Ule hat zahlreichere und genauere Messungen angestellt, welche ein wesentlich anderes Resultat zu Tage förderten. Zunächst ist das Becken nahezu um 8 % tiefer, als Geistbeck gefunden, dann ist auch das Relief des Seebodens weit mannigfaltiger gestaltet. »Es ist durchaus keine einfache Mulde, vielmehr verlaufen die Isobathen in zahlreichen Windungen, welche Unebenheiten des Grundes andeuten. In dem obern Teile erhebt sich sogar mitten im Becken

ein 30 *m* hoher Hügel. Sodann senkt sich der Boden auch nicht gleichmässig zur Tiefe, sondern fällt in terrassenförmigen Absätzen ab. In dieser Hinsicht gleicht das Relief ganz dem der Seeumgebung. Die Gleichheit der Formen ist geradezu überraschend. An der Westseite erhebt sich das Land genau in denselben Terrassen. Diese sind deutlich als echte Moränenwälle zu erkennen. Wir dürfen danach schliessen, dass auch jene Absätze unter Wasser Moränenwälle sind, die parallel zum Ufer sich hinziehen. Der Gletscher hat also bis zu seinem letzten Abschmelzen das Becken ausgefüllt. Als er dann allmählich abschmolz, lagerte er kein Schuttmaterial mehr ab; sonst müssten wir auch quer durch das Thal solche Rücken als Endmoränen finden. Davon hat sich aber keine Spur gezeigt. Dass dieselben etwa durch spätere Wassererosion wieder abgetragen sein könnten, ist völlig ausgeschlossen. Auch jener Hügel im obern Teile des Sees hat auf dem Lande zahlreiche Seitenstücke. Dort sind sie ganz zweifellos Moränenbildungen, die also auch im Seegrunde in gleicher Weise erfolgten.

Daraus ergiebt sich aber, dass der diluviale Gletscher das ganze Gebiet oberhalb wie unterhalb gleichmässig mit seinem Schutte überkleidete, mithin überall eher aufschüttend wie ausräumend thätig war. Er muss sich den vorhandenen Bodenformen völlig angeschmiegt haben, was ja auch daraus hervorgeht, dass er den lockern Niederterrassenschotter unter sich liegen liess. Die vorhandene Bodenform aber war das Thal der Gewässer, welche dem Gletscher selbst entströmten.

Wenn man daraufhin die Gestalt des Beckens betrachtet, so wird diese in der That vollkommen verständlich. Das Becken zeigt durchaus die Form eines tiefen Thales, wie wir sie heute noch von Wasser durchflossen zahlreich in der oberdeutschen Hochebene finden. Es erklärt sich auch die Teilung des Beckens nach dem obern Ende. Hier liegen zwei Thäler vor, die sich dann zu einer engen Rinne im untern Ende des Sees vereinen. Diese nimmt der Breite nach etwa die Hälfte des Beckens ein. Von einem ebenen Boden, der etwa dem Schweb im Bodensee entspricht, erhebt sich der Grund nach beiden Seiten in ausserordentlich steiler Böschung. Auf der Ostseite steigt er unmittelbar zum Ufer auf, das selbst wieder als steiles Gehänge erscheint, auf der Westseite wird die Böschung in ihrer Neigung durch jene terrassenförmigen Absätze unterbrochen. Die Rinne liegt demnach nicht in der Mitte, sondern nahe dem Ostufer, was auch für die rezenten Thäler der Hochebene charakteristisch ist.

Die gegebenen Thatsachen genügen vollkommen, um klar zu legen, dass auch die Beckenform des Starnberger Sees nicht für einen Ursprung durch Glazialerosion spricht. Es liegt keineswegs eine einfache Mulde vor, wie sie nach Penck auch bei Reexkavation zu erwarten sein müsste. Das Becken erscheint vielmehr als das Stück eines Thales, das abwärts durch Aufschüttung abgedämmt

ist. Die Aufschüttung erfolgte am Ende des Gletschers durch dessen Endmoräne; der Gletscher selbst füllte das obere Thal aus und überdeckte auch die Gehänge. Im allgemeinen ist das Thal in seiner ursprünglichen Form erhalten geblieben; denn das Relief ruft wie die meisten alten Glazialböden mehr den Eindruck der Konservierung der Bildungen voraufgegangener Wassererosion als das Gegenteil hervor. Jedenfalls darf der Bodengestalt nach der Würmsee nicht mehr als ein typischer Glazialsee angesehen werden, wenn anders nicht die Anhänger der Glazialerosion dem Gletscher auch die Schaffung eines stark undulierten Terrains zuerkennen wollen. Für die Entstehung des Sees durch Glazialerosion sprechen somit weder die geologischen, noch die morphologischen Verhältnisse. Ein Erosionssee liegt aber, wie auch Penck dargethan hat, zweifellos vor; die Erosion muss demnach durch das fliessende Wasser bewirkt sein, und zwar zum Teil durch das, das dem anwachsenden Gletscher selbst entströmte, das noch mächtig genug war, um in den untern Glazialschotter und in das Tertiär hinein eine tiefe Thalfurche zu graben.«

Die physikalischen Untersuchungen des Würmsees durch Ule erstrecken sich auf Farbe, Durchsichtigkeit und Temperatur des Wassers. Mit Forel ist Ule der Ansicht, dass die grüne Farbe durch Beimengungen von Humussäuren hervorgebracht wird. »Diese werden durch die zufliessenden Gewässer, deren Ursprung zum überwiegenden Teile in Mooren liegt, dem See zugeführt. Naturgemäss haben die Gewässer im Sommer während der Vegetationszeit in viel erheblicherem Masse solche Beimengungen als im Winter. Infolgedessen ist auch das Wasser des Sees im Sommer entschieden grüner oder besser braungrüner gefärbt als im Winter, wo ein blauerer Farbenton sich zeigt.

Durch den bräunlichgrünen Farbenton seines Wassers unterscheidet sich der Starnberger See sehr von den eigentlichen Alpenseen, welche, soweit Beobachtungen vorliegen, sämtlich blaues oder blaugrünes Wasser haben. Es reiht sich hierin der See mehr den baltischen Gewässern an, deren Wasser oft vollkommen braun gefunden wurde, da die Farbe seines Wassers wenigstens im Sommer gerade auf der Grenze zwischen der von Forel für die Alpen und der vom Verf. nach den Beobachtungen im norddeutschen Flachlande konstruierten Skala liegt. Es scheint danach, als ob Gebirgs- und Flachlandseen sich auch ihrer Wasserfarbe nach unterscheiden lassen. Jedenfalls deuten braungrün gefärbte Wasseransammlungen immer auf benachbarte Sümpfe und Moore.«

»Mit der Farbe des Wassers scheint seine Durchsichtigkeit in gewissem Zusammenhange zu stehen, indem das Überwiegen des Blau mit grösserer Klarheit des Wassers zusammenfällt. Die Durchsichtigkeit wurde mit Hilfe der Secchi'schen Scheibe bestimmt. Es handelt sich demnach nur um die Lage der Sichtbarkeitsgrenze dieser weissen Scheibe, d. h. also um die Tiefe, bei welcher die

versenkte Scheibe verschwindet. Die Grenze des Lichteindringens selbst konnte bisher noch nicht ermittelt werden, da ein geeignetes Instrument für diese Beobachtung fehlte.

Die Sichtbarkeitsgrenze lag während des Jahres 1894 im März bei 13.5 *m*, im Mai bei 6.75 *m*, im August bei 3.5—4.2 *m*, im September bei 4.8 *m* und im Oktober bei 5.9 *m*. In den andern Jahren, in denen Messungen vorgenommen wurden, zeigten sich dieselben Änderungen in der Lage. Danach ist also die Durchsichtigkeit im Sommer am geringsten, im Herbste nimmt sie etwas zu. Für den Winter selbst liegen keine Beobachtungen vor. Die Märzbeobachtung lehrt aber, dass in der kalten Jahreszeit das Wasser ganz erheblich klarer wird. Die sommerliche Trübung wird wohl in erster Linie durch organische und anorganische Beimengungen verursacht werden. Aber es dürften vielleicht auch die thermischen Verhältnisse von Einfluss sein, da die Änderung in der Durchsichtigkeit sich der der Temperatur im Laufe des Jahres anpasst.

Um ein Urteil über die Bedeutung der obigen Werte zu erhalten, mögen die Wahrnehmungen am Genfer See und am Bodensee zum Vergleiche herangezogen werden. Der Würmsee liegt hinsichtlich der Durchsichtigkeit zwischen beiden; in dem klaren Genfer See verschwindet die weisse Scheibe im März erst bei 16 *m*, im September bei 5 *m*, im trüben Bodensee im März bei 7 *m*, im August bei 4.5 *m*.

Mit besonderer Sorgfalt wurden die Untersuchungen der thermischen Verhältnisse im Starnberger See durchgeführt. Das gewonnene Material umfasst gegen 100C Temperaturmessungen. Es würde noch umfangreicher sein, wenn die Witterungsverhältnisse besser gewesen wären.

Die Beobachtungen erstrecken sich vorwiegend auf Tiefentemperaturen, die in der Form sogenannter thermischer Lotungen gewonnen wurden. Oberflächentemperaturen sind nicht besonders gemessen worden, da diese nur Wert haben, wenn sie in längern Reihen vorliegen. Dazu fehlte aber Zeit und Gelegenheit. Die Tiefentemperaturmessungen bestätigen im allgemeinen die bereits andern Ortes gemachten Wahrnehmungen. Die thermischen Verhältnisse gestalten sich danach so wie in all den alpinen Seen, die ähnlich gelegen sind und für die Beobachtungen vorliegen.

Die Messungen erstrecken sich auf die Zeit von März bis Oktober. Für die Art der Wärmeverteilung im Laufe des Jahres ergiebt sich daraus folgendes. Im Winter liegen die warmen Wassermassen von etwa 4° unten, die kalten unter 4° oben. Im Frühjahre tritt dann eine Zeit ein, wo die ganze Wassermasse von oben nach unten annähernd gleiche Temperatur aufweist. Aus der verkehrten Schichtung, wie Forel den winterlichen Zustand bezeichnet, kommen wir dann in die rechte Schichtung, wo das warme Wasser als das leichtere oben liegt. Die tiefern Schichten, etwa von 60 *m* an, zeigen eine konstante Temperatur von 4° C. Der Würmsee

gehört somit nach Forel den Seen des gemässigten Typus an und unter diesen den gemässigten warmen Seen; denn die rechte Schichtung übertrifft die verkehrte erheblich an Dauer.

Mit Beginn der rechten Schichtung stellt sich auch jene eigentümliche Erscheinung der sprungweisen Abnahme der Temperatur mit der Tiefe ein, welche in ihrer vollen Schärfe zuerst von Richter für den Wörthersee in Kärnten und gleichzeitig von Hergesell und Langenbeck für den Weissen See im Wasgau festgestellt wurde. Richter hat die Schicht, innerhalb welcher sich diese Temperaturänderung vollzieht, treffend als thermische Sprungschicht bezeichnet.

Die Messungen im Würmsee ergaben eine starke Veränderlichkeit der Sprungschicht. Im Laufe des Jahres zeigte sich ein allmähliches Vorschreiten derselben nach der Tiefe, was mit den andern Ortes gemachten Wahrnehmungen vollkommen in Einklang steht. Wählen wir hierfür das Jahr 1894, so fehlte in der Märzbeobachtung die Sprungschicht noch ganz. Im Mai war sie nur schwach ausgebildet, sie lag noch sehr nahe der Oberfläche zwischen 2.5 und 5.0 *m*. Im August trat sie dann sehr deutlich hervor, begann aber erst in einer Tiefe von 10.0 *m*. Mit der Abkühlung der obern Wasserschichten senkte sie sich im September auf 12.5 *m* und im Oktober sogar auf 15.0 *m*. Für den Winter liegen keine Messungen vor; man kann aber annehmen, dass unter weiterer oberflächlicher Abkühlung die Lage der Sprungschicht immer tiefer gerückt ist, bis schliesslich die Temperaturabnahme so weit vorschritt, dass verkehrte Schichtung eintrat. Die im Laufe der Jahre 1895 und 1896 vorgenommenen Messungen ergaben die gleichen Resultate.

Diese Lagenänderungen der Sprungschicht bestätigen vollkommen die von Richter gegebene Erklärung der Erscheinung, wonach wir sie zu betrachten haben als die Grenzschicht der sogenannten Konvektionsströmungen, also jener vertikalen Bewegungen innerhalb der obern Wassermassen, welche durch die der täglichen Erwärmung folgende nächtliche Abkühlung hervorgerufen werden. Vor allem ersieht man aus dem Tieferrücken der Sprungschicht während des Herbstes, dass die direkte Besonnung nur wenig Einfluss auf ihre Ausbildung haben kann. Auch zu dem Gange der Lufttemperatur steht sie in keinem unmittelbaren Zusammenhange. Ebenso darf man die Sprungschicht keineswegs als die Grenze des Eindringens der Sonnenstrahlen ansehen, da diese zweifellos im Sommer weit tiefer liegt, und ausserdem in benachbarten Seen gleiche thermische Zustände bestehen müssten, was aber nach zahlreichen Beobachtungen an andern Seen nicht der Fall ist.

Die Richter'sche Theorie erklärt aber nur das Werden der Sprungschicht, giebt jedoch keinen Aufschluss über die Ursache ihrer verschiedenen Lage. Auf diese haben, wie es scheint, eine ganze Reihe von Faktoren Einfluss; die Wirkung der Konvektionsströme wird bald geschwächt, bald verstärkt je nach den Witterungsverhältnissen, der Gestalt des Seebeckens, der Art der Speisung des

Sees u. s. w. Daraus erhellt auch die grosse Mannigfaltigkeit in der Lage der Sprungschicht in ein und demselben See, wie sie die zahlreichen thermischen Lotungen im Würmsee dargethan haben.

Die Sprungschicht ist nach denselben etwas sehr Veränderliches, sie erhebt oder senkt sich oft innerhalb weniger Tage um Meter. Eine Folge davon mag es auch sein, dass sie keineswegs als eine von ebenen Flächen begrenzte Schicht auftritt. Bei Messungen an verschiedenen Stellen des Sees an ein und demselben Tage zeigten sich für gleiche Tiefe Temperaturunterschiede von 1—1.5°. Vermutlich sind die Bathoisothermen in der Nähe der Sprungschicht in fortwährender Bewegung auf- und abwärts, denn häufig ergaben die an einem Orte wiederholten Beobachtungen verschiedene Resultate, die durchaus nicht Folgen ungenauer Beobachtung oder der Unzuverlässigkeit des Thermometers sein konnten.

Im Starnberger See ergaben die Beobachtungen im südlichen Teile im allgemeinen eine Neigung der Sprungschicht von Westen nach Osten. Da nun die Gestaltung des Beckens wie auch der Aufbau des Ufers im Westen und Osten des Sees ganz verschieden ist, so drängt sich die Vermutung auf, dass in diesen morphologischen Thatsachen der Grund für die ungleiche Art der Erwärmung liege. Aber der Umstand, dass zugleich auch die Speisung des Sees auf der Westseite eine ganz andere, viel reichhaltigere, als auf der Ostseite ist, führte den Verf. auch auf den Gedanken, dass an dem Werden der Sprungschicht auch die Temperatur der zufliessenden Wassermengen beteiligt ist. Im September 1893 wurden darum sämtliche Zuflüsse gemessen. In den zahlreichen kleinen Bächen fanden sich meist 10—12°, nur in einzelnen langsamer fliessenden Gewässern stieg die Temperatur auf über 13°. Die Sprungschicht lag nach der gleichzeitig ausgeführten thermischen Lotung zwischen 16 und 10°. Dieses Zusammenfallen der Temperatur der untern Grenze der Sprungschicht mit der der meisten Zuflüsse und annähernd auch mit der des Grundwassers ist auffallend und berechtigt wohl zu der Annahme, dass hier ein ursächlicher Zusammenhang besteht.

Unterhalb der Sprungschicht zeigte das Wasser während des Jahres nur wenig Wärmeänderung, oberhalb derselben stellen sich dagegen ausserordentlich häufige Wechsel ein. Die Temperatur nimmt innerhalb dieser obern Massen bald zu, bald ab. Diese Wärmeänderung verteilt sich aber nicht immer gleichmässig auf die ganze Wassermasse oberhalb der Sprungschicht, sondern innerhalb derselben traten nicht selten neue Sprungschichten auf von geringerem Betrage, aber deutlich ausgebildet. Ende August 1894 wurde so in der Tiefe von 5 *m* eine zweite Sprungschicht bemerkbar. Diese Erscheinung bestätigt die Richter'sche Theorie. Denn nach derselben müssen sich Sprungschichten stets neu bilden, sobald eine besonders starke Erwärmung an der Oberfläche durch starke Besonnung und hohe Lufttemperatur stattgefunden hat.«

Der Peipus-See (oder Tschudische See der Russen) ist von J. B. Schindler und A. v. Sengbusch im Auftrage der Kais. Russ. Geogr. Gesellschaft während des Sommers 1895 untersucht worden[1]). Das gesamte, 3200 Quadratwerst umfassende Seebecken zerfällt in zwei Teile: im Norden der grössere eigentliche Tschudische See, von den Deutschen der Ostseeprovinzen »Peipus-See« genannt, im Süden der Pskowische See, zwischen beiden die schmale, inselreiche Wasserstrasse des Tjeploje Morje, des »Warmen Sees,« welcher nördlich durch die Insel Pirisar, südlich durch die Insel Sallo abgeschlossen wird. Die Ufer des Tschudischen Sees sind sehr flach; überall liegt feinkörniger Sand zutage, den an wenigen Stellen poröse Lehmschichten durchsetzen. Die Uferränder sind daher wenig widerstandsfähig, nur im Norden ist Dünenbildung vorherrschend. Die einzige höhere Stelle befindet sich am Nordwestufer, wo der »Rote Berg« sich auf 40 Fuss (12.2 *m*) über den Seespiegel erhebt. Wiesen sind im Thale der Embach und der Welikaja vorhanden; letztere, der Zufluss des Sees von Süden her, fliesst zwischen Pskow und dem See zwischen 50 Fuss hohen Rändern. Die Seeufer tragen Strandhafer und dürre Kiefernwaldungen: ganz das Bild des öden Innern von Esthland und Ingermanland. Die Verfasser haben zahlreiche Tiefenmessungen vorgenommen und die grösste Tiefe auf 50 Fuss = 15.2 *m*, die mittlere Tiefe der Fahrrinne auf 24.6 Fuss = 7.2 *m* ermittelt: eine für die bedeutende Ausdehnung des Seebeckens geringe Tiefe. Nach genauen Untersuchungen und Erhebungen bei den Anwohnern ergab sich, dass der See allerdings im Laufe einiger Jahrzehnte seinen Wasserspiegel gehoben hat. Namentlich war diese Erscheinung im Thale der Embach erkennbar, wo noch vor 20 Jahren lohnender Wiesenbau getrieben wurde, während jetzt bis auf 20 Werst vom See flussaufwärts ein breiter Sumpfstreifen sich hinzieht, welcher nicht von der Embach, sondern vom See sein Wasser erhält. Zwischen den Orten Reppin und Meks am Sund zwischen den beiden Seebecken ist die Versumpfung trotz der Bemühungen der Anwohner in 35 Jahren um volle vier Werst landwärts fortgeschritten. Der Umfang der Sandinsel Pirisar, welcher nach der Aufnahme von 1866 $11^3/_4$ Werst betrug, ist nach der Verfasser Messungen heute auf 10 Werst zurückgegangen. Schliesslich sind die Waldungen beim Dorfe Sirenez am Austritte der Narowa aus dem See durch Flugsand auf weite Strecken eingegangen; das Hochwasser von 1844 wird an dieser Stelle durch den mittlern Wasserstand der Sommermonate erreicht. Die Zunahme der Oberfläche des Sees ist übrigens keineswegs überall am ganzen Umfange desselben beobachtet worden, vielmehr beschränkt sie sich auf die West- und Nordküste, was die Verfasser aus der Wirkung des fast immer herrschenden Südwest-

[1]) Iswestija der Kais. russ. Geogr. Ges. 22. Heft 4. p. 229. In russischer Sprache. Bericht darüber im Litteraturbericht zu Petermann's Mitteilungen 1897. Nr. 302, woraus oben der Text entnommen.

windes erklären. Die sehr niedrigen Ufer sind der zersetzenden Thätigkeit der Stauung des Sees ausgesetzt, welche einseitig auf die wenig widerstandsfähigen Lehmschichten wirkt.

Der Karabugas-Busen des Kaspischen Meeres wurde von Prof. Nik. Andrussow geschildert[1]). Der Name Karabgas bezeichnet nur die Meerenge und bedeutet so viel als »schwarze Mündung«. Der Busen selbst wird Adschi-darja, d. h. Salzwasser, genannt. Dieser Busen gilt als Muster der Jetztzeit für die marine Ablagerung von Salz, doch ist derselbe nur höchst oberflächlich bekannt, und auch die Reise des Prof. Andrussow führt diesen, infolge ungünstiger zufälliger Umstände, nur auf die grosse Landzunge, welche den Busen vom Kaspischen Meere trennt. »Der Adschi-darja,« sagt er, »hat ein Areal von ca. 15500 *qkm*, seine grösste Tiefe ist unbekannt. In der Nähe der Küste fand Sherebzow schon Tiefen bis 6 Faden. Das Wasser ist sehr salzig. Nach einigen Messungen, die P. Maximowitsch (Winter 1895) und Verf. (im Juni 1895) ausführen konnten, erreicht die Konzentration des Wassers an der Oberfläche 16 bis 17° Beaumé, aber kaum mehr. Wir haben auch unter Umständen, wo man die grösste Konzentration erwarten könnte, nie mehr als 17° Beaumé gemessen.

»Alle Beobachtungen überzeugen mich, dass der Salzgehalt des Karabugas-Busens noch keineswegs einen für die Kochsalzausscheidung genügenden Grad erreicht hat. Welchen Konzentrationsgrad das Wasser in den noch unerforschten grössern Tiefen vor dem Karabugas besitzt, ist noch unbekannt.

Im Winter scheidet sich während des Frostes an ganz flachen Uferstellen Glaubersalz aus. Reichliche Ablagerungen von Gips sollen sich sowohl in der Tiefe wie auch an der Küste niederschlagen. An der Küste bildet er sich überall, sobald die Stelle nicht zu nahe der Meerenge liegt, bald als eine weisse Kruste, bald mit Sand gemengt, welcher in diesem Falle hart wie Stein wird. In grossem Massstabe geht diese Gipsbildung an dem ganz flachen Ufer der karabugasischen Landzungen vor sich. Das Niveau des Wassers scheint innerhalb eines Jahres regelmässig zu schwanken, es steigt im Winter und fällt im Sommer. Der Unterschied zwischen dem Hoch- und Niederwasser soll etwa 4—5 Fuss erreichen. Das Sinken des Wasserspiegels entblösst, ähnlich wie die Ebbe, breite, flache Küstenstrecken. Sie sind gewöhnlich von schwärzlichem Sande mit isoliert darauf liegenden Schalen von Cardium edule L. gebildet und stellenweise durch Geröllstreifen, die mit der Küste parallel laufen, unterbrochen. Hier und da sieht man auf dem Sande Haufen und Felder ganz merkwürdig gestalteter Konkretionen, die bei näherer Betrachtung als mit Gips verkitteter Sand sich erweisen. Die Entstehung dieser Konkretionen ist folgendermassen zu erklären:

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 25 u. ff.

Während des Winters, wenn der Sand unter dem Wasser liegt, bedeckt er sich mit Wellenspuren, die der sich niederschlagende Gips verfestigt, und die, wie man noch an frischen Stellen sehen kann, auch auf dem entblössten Strande sich erhalten. Regen und Wind lockern aber ihre Kruste und verwandeln sie in merkwürdig gestaltete lose Anhäufungen. An andern Stellen fand eine reichlichere Ausscheidung von Gips statt; hier sehen wir schon eine weisse, reine Gipskruste, die mitunter auch Wellenspuren an sich trägt, und die sich grösstenteils infolge späterer chemischen Veränderungen blasenförmig wölbt.«

Wahrscheinlich ist dieser Meerbusen keineswegs von Organismen entblösst, sondern besitzt, nach den Erfahrungen Andrussow's, eine ziemlich mannigfaltige Organismenwelt. »Die Meerenge, welche den Adschi-darja-Busen mit dem Kaspischen Meere verbindet, ist ein enger (100—500 *m*) Kanal, welcher jetzt eine Länge von etwa 5 *km* besitzt. Die erste genaue Karte stammt von Sherebzow und wurde im Jahre 1848 publiziert. Ein Vergleich dieser Karte mit der neuesten (von Iwaschintzew, 1864) und mit den von Maximowitsch gemachten Skizzen zeigt, dass binnen 47 Jahren grosse Veränderungen stattgefunden haben. Die Meerenge ist während dieser Zeit länger geworden, die Inselchen, die am nordöstlichen Ende lagen, haben sich vergrössert und miteinander sowie mit den neugebildeten verschmolzen, das Bett des Fahrwassers hat sich zweimal verlegt u. s. w. Mit einem Worte: die Karabugas-Meerenge hat ganz und gar alle Eigenschaften eines kurzen Flusses und baut, wie ein Fluss, ein Delta im Adschi-darja.

Diese Erscheinung hängt damit zusammen, dass das Wasser in der Meerenge immer in einer und derselben Richtung aus dem Kaspischen Meere in den Adschi-darja-Busen strömt. Diese Strömung war schon lange bekannt; Karelin hat zuerst Strommessungen gemacht, dann Sherebzow; ausgedehnte Messungen sind mehrere Male während der Expedition von Iwaschinzew zur Herstellung der Karte des Kaspischen Meeres, so in den Jahren 1857, 1864 und 1874, ausgeführt worden.

Als Ursache dieser beständigen Strömung betrachtete man zuerst das Vorhandensein eines unterseeischen Abgrundes, durch welchen das Kaspische Wasser mittels unterirdischer Kanäle in den Nordischen Ozean oder sonstwohin abfliessen sollte.

Jetzt zweifelt wohl niemand daran, dass die Ursache der Strömung in der Karabugas-Meerenge im trocknen Klima der östlichen Gestade des Kaspischen Meeres liegt. Der Adschi-darja-Golf nimmt keine Flüsse, keine Bäche auf, und nur temporäre Wasseradern führen ihm im Winter etwas Süsswasser zu. Das Sammelbecken des Adschi-darja ist auch kein bedeutendes. Ausserdem muss die Verdunstung sehr gross sein.

Viel günstiger sind die Wasserverhältnisse des grossen Nachbars des Adschi-darja, des Kaspischen Meeres. Wohl ist die Ver-

dunstung in seiner östlichen Hälfte nicht geringer als im Adschi-darja-Busen, auch sind hier (von der Emba bis zum Atrek) keine bedeutenden Süsswasserzuflüsse bekannt. Aber das Sammelbecken des Kaspischen Meeres ist sehr gross. Diese Ungleichheit der Wasserzufuhr muss eine Niveaudifferenz zwischen dem Kaspischen Meere und dem Adschi-darja-Busen erzeugen, und zum Ausgleiche dieser Differenz entsteht eine Strömung.

Die jährliche Wassermenge, welche durch diese Strömung dem Karabugas zugeführt wird, schätzt man sehr verschieden, je nach den beobachteten Werten der Strömungsgeschwindigkeit. So berechnet sie Karelin zu 750000 Kubik-Saschen (7.3 Mill. *cbm*) pro Stunde, K. E. v. Baer nur zu 200000 Kubik-Saschen (1.95 Mill. *cbm*). Nach den im Jahre 1859 von Leutnant Starizky ausgeführten Messungen soll sie 384000 Kubik-Saschen (3.73 Mill. *cbm*) betragen.

Man behauptete, dass die Strömung auch im Winter ihre Richtung bewahre und sich sogar nicht verlangsame (Philippow). Die Beobachtungen, welche Maximowitsch im Winter 1894—1895 in der Meerenge angestellt hat, haben bestätigt, dass die Strömung wirklich auch im Winter nie aufhört, weder an der Oberfläche, noch in der Tiefe. Ein starker Wind aus dem NO-Viertel kann die Oberflächenströmung sehr verlangsamen, doch übt er keinen Einfluss auf die Tiefenströmung. Diese Schwankungen hängen von den Veränderungen der Niveaudifferenz zwischen dem Kaspischen Meere und dem Adschi-darja ab.«

Bezüglich der Vorgeschichte des Karabugas-Busens kommt Prof. Andrussow zu folgenden Ergebnissen: »Das Vorhandensein einer aus dem aralokaspischen Kalksteine bestehenden Unterlage unter der ganzen Landzunge, die scharf ausgeprägte falsche Schichtung dieses Kalkes und die Zusammensetzung desselben aus Muschelfragmenten und feinem Muscheldetritus überzeugen uns, dass die Landzunge noch während der quaternären Zeit als unterseeische Bank bestand. Diese bildete sich unter der Einwirkung der Strömung und des Wellenschlages an beiden äussern Ecken eines breit offenen aralokaspischen Adschi-darja-Busens. Ein freier Wasseraustausch gestattete dann nur kleine Salzgehaltsunterschiede, und deshalb wurde der Busen während der Quaternärzeit von gewöhnlichen kaspischen Organismen bevölkert. Das allmähliche Sinken des Niveaus des Kaspischen Meeres verursachte das Blosslegen der Bänke, die schon teilweise erhärtet waren, und diese Inseln und Riffe dienten als Stützpunkte für die Bildung enger Landzungen, welche den Adschi-darja-Busen vom Kaspischen Meere abzutrennen strebten. Mit dem Engwerden des Einganges wurde der freie Wasseraustausch immer mehr verhindert, die Salinität des Busens infolge des immer trockener werdenden Klimas und günstiger topographischer Verhältnisse wurde immer bedeutender, bis endlich der Kanal so eng und seicht geworden war, dass die Gegenströmung aufhören musste. Von diesem Moment ab musste der Salzgehalt

rasch zunehmen. Zu gleicher Zeit starben die kaspischen Organismen allmählich aus, und der Adschi-darja-Busen musste jene biologische Phase durchlebt haben, welche sich in allen Ufersalzseen des Schwarzen und des Kaspischen Meeres wiederholt. Das ist die Cardium edule-Phase. Dieser Zustand, in welchem die Salzseen eine für Gipsausscheidung noch nicht genügende Salinität haben, wird durch ein massenhaftes Vorkommen dieser höchst eurybiotischen Muschel nebst einigen andern Formen charakterisiert. Die kolossalen Mengen von Cardium edule an den Ufern des Adschi-darja bezeugen, dass diese Phase hier ziemlich lange dauerte. Endlich aber war der Salzgehalt so bedeutend geworden, dass auch Cardium edule und seine Begleiter nicht mehr existieren konnten. Die Cardium edule-Fauna wurde von der der Salzseen verdrängt. Verf. glaubt aber, dass der Adschi-darja sich noch auf dem Wege befindet, ein echter Salzsee zu werden. Wann aber die Zeit kommen wird, da die ersten Kochsalzkrusten auf dessen Boden sich bilden werden, können wir nicht sagen, solange wir das Volumen, resp. die mittlere Tiefe des Adschi-darja nicht kennen.«

Die Entstehung des Toten Meeres. Veranlasst durch die Untersuchungen und Ergebnisse von Dr. Blanckenhorn über die Entstehung des Toten Meeres[1]), hat Dr. C. Diener seine Ansichten über diesen Gegenstand näher ausgeführt[2]). Wegen der Details muss auf das Original verwiesen werden. Das Ergebnis fasst Dr. Diener selbst kurz in folgender Weise zusammen: »Nach einer Reihe seismischer Undulationen wird das Gebiet des Toten Meeres von einem heftigen Erdbeben getroffen, das die Städte der Pentapolis zum Einsturze bringt. Grosse Massen angesammelten Grundwassers dringen aus dem Boden hervor, ein Teil des letztern sinkt infolgedessen in sich zusammen und wird von dem Toten Meere überflutet. Gleichzeitig wird durch den Stoss die Obstruktion in dem Krater eines der vulkanischen Berge am Ostrande des Sees zersprengt, wodurch eine vorübergehende Eruption desselben zu stande kommt. Die hier gegebene Erklärung scheint mir aus den früher mitgeteilten Gründen die wahrscheinlichste. Sie steht mit dem biblischen Berichte ebensowohl als mit den physischen Verhältnissen der Gegend durchaus im Einklange, und dürfen wir hierin eine wesentliche Bestätigung der Anschauungen jener Kommentatoren des alten Testamentes erblicken, welche in der Erzählung des jahvehistischen Verfassers die Überlieferung eines Ereignisses vermuten, das sich wirklich an dem südlichen Ufer des Toten Meeres in der eben bezeichneten Weise zugetragen hat.«

---

[1]) Siehe dieses Jahrbuch. 7. p. 285.
[2]) Mitt. d. k. k. geogr. Gesellschaft in Wien. 40. 1897. p. 1 ff.

Die Moore des Erzgebirges behandelte Forstassessor Männel[1]) auf grund eigener Beobachtungen und Untersuchungen. Er unterscheidet: 1. Plateaumoore. Diese überwiegen zwar nicht an Zahl, es gehören aber zu ihnen die bei weitem ausgedehntesten und mächtigsten Torfmoore überhaupt im Erzgebirge, von denen ein grosser Teil schon auf böhmischer Seite liegt. Die Unterlage der Plateaumoore bildet ein lehmiger Sand. Auf dieser Unterlage ruht eine selten über $^1/_2$ *m* mächtige Schicht sogenannten Streichtorfes, die ihre Entstehung meist einer Wiesenmoorvegetation verdankt. 2. Thalmoore, die zwar an Ausdehnung und Mächtigkeit hinter den Plateaumooren zurücktreten, aber eine ausserordentlich grosse Zahl kleiner Parzellen bilden. Nach ihrer Entstehung in zwei Lagen unterscheidet sie Verfasser in Thalmoore im eigentlichen Sinne und in Bachmuldenmoore. 3. Die Hang- oder Gehängemoore, welche durchweg Holz- oder Waldmoore und zum allergrössten Teile Quell- oder Sickermoore sind. Die erzgebirgischen Moore finden sich in den verschiedensten Höhenlagen, jedoch erst von einer Höhe von 450 *m* an, am häufigsten, ausgedehntesten und mächtigsten auf dem 700 bis 1000 *m* hohen Kamme des Gebirges. Die grössern Moore haben alle eine Mächtigkeit von durchschnittlich 3 *m*. Als Gesamtfläche der erzgebirgischen Moore Sachsens giebt Verfasser auf grund einer Berechnung nach der geologischen Spezialkarte von Credner 6000 *ha* an, dazu kommen 7000 *ha* Moore des böhmischen Erzgebirges, so dass sich die Gesamtsumme sämtlicher Moore des Erzgebirges auf 10000 *ha* = 100 *qkm* stellt. Die grössten zusammenhängenden Flächen befinden sich in den Sektionen Altenberg-Zinnwald, Kühnheide, Geyer, Elterlein, Eibenstock, Falkenstein und Zwota.

Ausbruch des Torfmoores von New-Rathmore. In der Nacht vom 27. zum 28. Dezember 1896 begann das grosse Torfmoor von New-Rathmore, ungefähr zehn englische Meilen von Killarney in Irland, nachdem es den ganzen Tag vorher heftig geregnet hatte, unter donnerähnlichem Getöse in der Richtung der Killarney-Seen sich in Bewegung zu setzen und rutschte weiter, Brücken fortreissend, Bauernhäuser und Landstrassen zerstörend. In den Killarney-Seen wurden ganze Torfmassen, totes Vieh und Trümmer zerstörter Häuser angeschwemmt. Ein anderthalb englische Meilen breiter Landstrich wurde mit flüssigem Moraste bedeckt.

Die Seiches im Thuner See sind von E. Sarasin studiert worden[2]). Er findet dafür eine Periode von 14.9 bis 15.1 Minuten, was von der frühern, aber auch weniger genauen Bestimmung Forel's (18.6 Minuten) nicht unerheblich abweicht.

---

[1]) Die Moore des Erzgebirges und ihre forstwirtschaftl. und nationalökon. Bedeutung. München 1896.

[2]) Arch. sc. phys. (3.) 34. p. 368.

Die Seen der Auvergne und des Vélay sind bezüglich ihres Ursprunges von Mercellin Boule studiert worden[1]. Hiernach sind dieselben teils vulkanischen Ursprunges, teils Seen in toten Stromarmen, teils glazialen Ursprunges. Die vulkanischen Seen unterscheidet Verf. in Kraterseen, Maare und Stauseen. Zu erstern gehören der See von Bouchet im Vélay, der See von Servière und andere; Maare sind der See von Issarlès (Cevennen), der Lac Pavin, la Chauvet und gour de Tazanat. Stauseen sind die Seen von Aydat, Guéry, Laudle, Lac Chambon, Lac de Bourdouze und viele andere. Den Lac de Madic an der Dordogne hält Verf. für einen See in totem Stromarme; die Seen von la Crégut, les Grauges, Roussillon und andere sind glazialen Ursprunges.

Die Abnahme der Wassermenge des Titicaca-Sees wurde von Chr. Nusser-Asport besprochen[2]. Unbestreitbar ist hiernach das Zurückweichen des Wassers am nördlichen Gestade. Nach den Erfahrungen des Verf. reichte das Wasser vor 29 Jahren noch bis an die Aussenquartiere von Puno, während es heute 50 *km* (!) davon entfernt ist. Die vorübergehende Zunahme des Wasserstandes zur Regenzeit verwandelt sich nach derselben in eine successive Abnahme. Nach Ansicht des Verf. wird sich der Titicaca-See mit der Zeit in eine Anzahl kleinerer Seen auflösen und zuletzt ein einziger Fluss werden, den man dann als Quellfluss des Desaguadero anzusehen habe.

Eine Morphometrie des Genfer Sees hat Dr. W. Halbfass veröffentlicht[3]. Als Grundlage seiner Messungen und Berechnungen diente neben Forel's klassischem Werke Lac Léman die Tiefenkarte von A. Delebecque und dessen »Atlas des Lacs Français«. Hiernach findet Dr. Halbfass durch wiederholte Ausmessung mit dem Polarplanimeter das Areal des Genfer Sees zu 582.46 *qkm*. Die Länge der durch den See gelegten Mittellinie ist 72.3 *km*, Ein- und Ausmündung der Rhone liegen 58 *km* voneinander entfernt. Die grösste Breite des Sees zwischen dem Golfe von Morges und dem von Amphion beträgt 13.8 *km*, die mittlere Breite ist 8.1 *km*. Das Volumen des Sees bei Mittelwasser ergab sich, nach der Simpson'schen Formel berechnet, zu 89896 Millionen Kubikmeter. Die Meereshöhe des Sees ist 372 *m*, die Maximaltiefe 309.7 *m*, die mittlere Tiefe 154.4, der mittlere Böschungswinkel 3°. Zieht man eine Linie vom Vorsprunge von Promenthoux an der schweizerischen Nordküste nach dem von Nernier an der savoyardischen Südküste, so scheidet diese den östlichen Grand Lac von dem westlichen Petit Lac. Ersterer bildet ein einheitliches Becken mit einer breiten Sohle (plafond) in der Mitte, die nach allen Seiten hin ansteigt, ohne

[1]) Bull. Soc. Géol. de France. (3.) 24. Paris 1896.
[2]) Globus. 69. p. 389.
[3]) Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde in Berlin 1897. 32. Nr. 4. p. 219.

wieder zu fallen, letzterer enthält mehrere grubenartige Vertiefungen und Untiefen, allerdings nur von verhältnismässig geringem Umfange und schwach ausgeprägt. Der Genfer See besitzt keine natürlichen Inseln, dagegen vier künstliche Aufschüttungen auf flachem Grunde.

12. Gletscher und Glazialphysik.

Untersuchungen am Rhonegletscher sind seit 1874 durch den Schweizer Alpenklub mit Unterstützung der Schweizerischen Gesellschaft für Naturwissenschaften ausgeführt worden. Über die Ergebnisse berichtete Prof. Forel [1]). Der Zweck der Untersuchungen war ein doppelter: 1. die Herstellung einer topographischen Karte in grossem Massstabe auf grund einer zuverlässigen Triangulation zur Veranschaulichung der Struktur, des Reliefs und der Eigenart des Gletschers und 2. das Studium der Gletscherbewegung. Um diese wahrnehmbar zu machen, liess die Untersuchungskommission 1874 auf vier Querprofilen je eine Reihe von Steinen nebeneinander legen, die zur Unterscheidung voneinander in verschiedenen Farben gestrichen waren; das rote Profil lag in 2560 *m* Höhe, das gelbe in 2410 *m*, das grüne in 1860 *m* und das schwarze in 1830 *m* Höhe. Von 20 zu 20 Metern lagen in diesen Steinreihen grosse Merksteine mit eingemeisselten Nummern, deren horizontale und vertikale Lage in jedem Jahre zu derselben Zeit geodätisch genau bestimmt wurde. Ihre jedesmal auf eine Karte eingetragene Lage ergiebt einen Überblick über die Art und Intensität der Bewegung des Gletschers. Die Bewegung ist sehr langsam und übersteigt nirgends 70 *cm* am Tage oder 250 *m* im Jahre; im Minimum sinkt sie auf kaum einen Meter im Jahre herab. Sie ist bis zum Hundertfachen geringer an den Rändern als in der Mitte wegen des Widerstandes, den der Eisrand an den Felsen findet. Die Schnelligkeit des Abwärtsgleitens ist in den verschiedenen Teilen des Gletschers verschieden; sie vermindert sich von der Schneegrenze ab, wo sie ihr Maximum erreicht, bis zum Ende des Gletschers, wo sie fast gleich Null ist. Diese beim Alpengletscher sehr deutlich wahrnehmbare Verlangsamung entgeht unserer Beobachtung bei dem fliessenden Wasser unserer Flüsse; sie würde nur augenscheinlich werden bei einem Wüstenflusse, dessen Wasser allmählich durch Verdampfung verschwindet, während das Eis des Gletschers durch Abschmelzen vermindert wird. Eine Analogie zwischen fliessendem Eise und fliessendem Wasser zeigt sich auch in den Stromschnellen, die durch Einengung der Gletscher, bezw. des Flussbettes oder durch Steigerung ihrer Neigung entstehen. Für diesen Fall giebt der Rhonegletscher ein sehr gutes Beispiel. Die gelbe Steinreihe hat von 1881 bis 1885 eine Kaskade von 400 *m* Höhe durchflossen, die sich zwischen dem Belvedere und der Saas befindet; nach Passieren des Hindernisses befand sich die

[1]) Compt. rend. 1897. p. 213. Geogr. Zeitschrift 1897. p. 477.

Steinreihe in regelmässiger Ordnung auf dem Gletscher. Die Geschwindigkeit des Gletschers in der Kaskade betrug 250 *m* im Jahre, während sie oberhalb desselben 110 *m* betrug. Wäre die Kaskade des Rhonegletschers ein Wasserfall, so würde der Fall der Wassermassen nur neun Sekunden dauern, während der des Eises vier Jahre gedauert hat; die Geschwindigkeit des Wassers zu der des Eises verhält sich in diesem Falle wie 1 : 14 Millionen.

Der diluviale Aar- und Rhonegletscher bildete den Gegenstand vieljähriger Untersuchungen von A. Baltzer (Bern)[1]. Der diluviale Rhonegletscher besass nach den auf grund der Karten von Favre, Falsan und Chantre vorgenommenen genauen planimetrischen Messungen zur Zeit des höchsten Standes ein Areal von 28 928 *qkm*. Der nordöstliche Arm, d. h. das Inlandeis zwischen Jura und Alpen, nahm 11 358 *qkm* ein und ist allein schon 3.8 mal grösser als der alte Aargletscher. Das Areal des alten Gesamt-Rhonegletschers ist 8 mal grösser als das des Aargletschers. Alle Werte beziehen sich auf das Maximum der Vereisung.

»Während im obern Rhonethale bis Brieg die stärkern Zuflüsse von Norden kommen, treten sie im mittlern Abschnitte von Süden her ein, im untern Rhonethale kommen sie gleichmässiger von beiden Seiten. Dies hängt mit dem Aufbaue der Berner und penninischen Alpen zusammen, deren entwickelte Firnbecken die gewaltigen Eismassen erzeugten.

Der Rhonegletscher reichte zur Zeit seines höchsten Standes einerseits bis an den Rhein, anderseits bis in die Gegend von Lyon. Vermochte er auch das Juragebirge nicht zu übersteigen, so drang er doch über die ersten Ketten hinaus, z. B. in das Val Travers bei Neuenburg, in das S. Immerthal, das Thal von Tavannes ein und stieg an der Montozkette bis zu 1300 *m* empor. Den wichtigsten Abschnitt der östlichen Begrenzung bildet die Gurnigel-Napflinie, die sich vom bernischen Bade Gurnigel, an Thun vorbei, die Emmenthäler schneidend, zum Gebirgsknoten des Napf hinzieht. Diese Linie ist durch eine Anzahl Blöcke festgelegt, deren Provenienz aus dem Wallis keinem Zweifel unterliegt. Es sind dies besonders Smaragditgabbros (Euphotide) vom Saasthale, Verrucano von Valorcine oder Outrerhone, Arollagneiss und andere Wallisergneisse. Im Rhonethale sind alte Moränen, Blöcke, Lappen von Erraticum, hier und da mit Erdpfeilern (Useigne, Fiesch), und Schliffe grossartig entwickelt und längst bekannt. Die durch einzelne Blöcke gekennzeichnete obere Blockgrenze ist noch kontrovers, besonders weil Blöcke der Seitengletscher mit solchen des Hauptgletschers verwechselt wurden. Der Unterschied beträgt mehrere tausend Meter.«

Baltzer teilt die Lagen einiger gut beglaubigter erratischer Blöcke mit. Der grösste bekannte Block, »Block monstre«, ein Neocom-

---

[1]) Zeitschrift d. deutschen geolog. Gesellschaft. 48. 3. Lfg. p. 652 ff.

kalk von 4300 *cbm* (Charpentier), liegt an der Nordostseite des Montet bei Bex.

Im untern Rhonethale bis zum Ellbogen der Rhone bei Martigny wird man die obere Blockgrenze im Mittel ohne allzu grossen Fehler auf rund ca. 1460 *m* setzen können, im mittlern Rhonethale auf ca. 2000 *m*.

»Im Gegensatze zum äussern verwaschenen Moränengebiete erhebt sich bei Wangen an der Aare ein schönes, deutlich wallförmiges Moränenamphitheater, welches schon von Lang, Mühlberg und Brückner erkannt wurde. Von der Thalsohle bei Wangen (Widlisbach) aus kann man nun, wie du Pasquier zuerst zeigte, diese Moränen, am Juragebirge allmählich ansteigend, verfolgen. Bei Solothurn liegen sie schon in 700 *m*, bei Biel in ca. 800 *m*, bei Neuveville in 900 *m* und am Südende des Neuenburger Sees in 1200 *m* Höhe. Die intakte Form und relative Gesteinsfrische spricht deutlich für das jüngere Alter. Im Rhonethale sind sie natürlich schwieriger zu verfolgen. Bei Brieg konstatierte Baltzer relativ frische Wallmoränen bei 2100 *m* auf der Terrasse von Bellalp. Hinter Hotel Bellalp wurde für Planierungszwecke eine schöne Moräne mit frischen Protoginen angeschnitten. Sie kann freilich auch dem alten Aletschgletscher angehören. Höher hinauf kommen nur noch einzelne, der obern Zone angehörige Granitblöcke vor, aus denen die Fensterbänke des neuen Hotels angefertigt wurden. Zwischen Hotel und Dorf Bellalp liegt eine wallförmige Seitenmoräne, welche, da sie ziemlich horizontal verläuft, wohl dem Hauptgletscher angehören dürfte; an 400 *m* tiefer liegt die viel jüngere, schöne Moräne von Egge bei Blatten. Einer noch jüngern Periode gehört die prachtvolle linksseitige, circa eine Stunde lange Seitenmoräne des Vieschergletschers zwischen Egg und Fiesch an, und den Hochstand des Jahres 1818 — 1820 bezeichnet der abgescheuerte, noch vegetationslose Streifen, der sich ca. 30 *m* mächtig über dem jetzigen Aletschgletscher am linken Ufer so deutlich abhebt.

Altbekannt ist die berühmte Moräne von Monthey mit ihren bis haushohen Blöcken von Protogin u. s. w. Sie erstreckt sich in ca. 500 *m* Höhe von Monthey bis Colombey und dient als Steinbruch. Besonders reich an erratischem Schutte ist immer die Ausmündung der Seitenthäler (Dransethal, Gryonnethal), aber gerade hier täuscht man sich leicht mit bezug auf die obere Blockgrenze.

Bemerkenswert ist noch für den alten Rhonegletscher im Rhonethale, dass Interglazialschichten bis jetzt sich nicht gefunden haben, daher ein völliger Rückzug ins Oberwallis in der Interglazialzeit nicht wahrscheinlich ist. Ferner sind, wie sich aus der Überlagerung der erratischen Materialien ergiebt, der bei Bex mündende Gryonnegletscher und Avançongletscher wahrscheinlich früher als der Hauptgletscher im Thale angelangt (Renevier), was dann auch für andere Seitengletscher gelten mag.

Das Areal des alten Aargletschers beträgt 3.585 *qkm*, und war derselbe zur Zeit des höchsten Standes achtmal kleiner als der alte Rhonegletscher. Die meisten Zuflüsse erhielt er entsprechend seiner Beziehung zu den Berner Alpen von Süden, die grössten derselben kamen ihm nahe seinem Ende zu (Simmen-, Kander- und Lütschinengletscher). Er bildet ein selbständiges Gletschergebiet, ist nicht nur als Zufluss des Rhonegletschers zu betrachten; denn erstlich hat er sein durch die Wasserscheide der Berner Alpen getrenntes Einzugsgebiet, dem sich eine Menge kleinerer Gletscher unterordnen, und zweitens war sein Ende sogar zeitweise ganz selbständig und unabhängig vom Rhonegletscher. Er ist also kein Vasall, sondern vielmehr ein selbständiger Kompagnon desselben.

Charakteristisch für ihn ist der zeitweilige Abfluss nach Norden über den Brünig zum Vierwaldstättersee und Reussgletscher; ferner der Umstand, dass er an seinem Ende bei Bern zumeist im Rhonegletscher aufgeht, daher kein selbständiges äusseres Moränengebiet besitzt.

Die Existenz eines den Brünig (1000 *m)* überschreitenden Armes wird durch die nach NS gerichteten Schrammen der Passhöhe bewiesen; hätte der Aargletscher seinen gewöhnlichen Lauf beibehalten, so müssten sie OW-Richtung haben. Ferner treten Wallmoränen und erratischer Schutt auf, dessen Blöcke von Protogin, Hornblendeschiefer, z. B. am Ende und auf der Nordwestseite des Lungernsees, ihren Ursprung aus dem Haslithale deutlich verraten. Sie sind der im Kalkgebiete liegenden Brüniggegend völlig fremd.

Die Wallmoränen der jüngern Eiszeit bei Bern bilden eine der schönsten Moränenlandschaften der Schweiz. Die ältern derselben liegen als Bergmoränen auf den Höhen des Belpberges, Längenberges und des Sädelbachholzes bei Bern, bis zu 300 *m* über der Thalsohle. Ihr Material differiert insofern etwas von den Moränen der Thalsohle, als die Felsen im Ursprungsgebiete relativ weniger entblösst waren. So ist die am Thunersee stark verbreitete bunte Nagelfluh in den Bergmoränen nicht so reichlich vertreten.

Verbinden wir die genannten Bergmoränen miteinander, so zeigt sich, dass das Ende des Gletschers damals nach Norden gerichtet war. Beim Schwinden des Gletschers entstanden sodann die schönen, dem Gehänge des Längenberges aufgesetzten stundenlangen Seitenmoränen, etagenförmig sechsfach übereinander.

Später verschob sich die Axe des Gletschers nach West, und es bildeten sich die der Thalsohle angehörigen Rückzugsmoränen aus. Eine derselben, die grosse bernische Endmoräne, spielt eine hervorragende Rolle. Sie umschliesst in weitem Bogen die Stadt Bern und erreicht eine Höhe bis zu 40 *m*. Wo sie bisher angeschnitten wurde, kommen Lehm, Sand, gemeiner Gletscherschutt und gewaltige Blöcke zum Vorscheine.

Rückwärts dieser Moräne treten fünf weitere Zyklen auf, auch eine stattliche Mittelmoräne (bei Muri) stellt sich ein, und es fehlt nicht an einer zentralen Depression (Belpbecken).«

Durch das Zusammentreffen der beiden mächtigen Gletscher bei Bern wurde diese Gegend gleichsam zum Zankapfel derselben, bald war der Rhonegletscher auf Aargletschergebiet, bald bewegte sich der Aargletscher auf Rhonegletscherterrain. Baltzer führt Thatsachen an, aus denen sich ergiebt, dass die beiden Gletscher innerhalb ein und derselben Eiszeit nicht nur ein einziges Mal an- und abgeschwollen sind. »Sie hatten kleinere und grössere Vor- und Rückwärtsperioden. Waren aber diese Perioden für beide Gletscher ganz gleich? Offenbar nicht. Es ergiebt sich, dass der nördlich von Bern stehende Rhonegletscher einstens einen Vorstoss in südöstlicher Richtung, dem Worblenthale bis Sinneringen hinauf folgend, also in das Gebiet des Aargletschers hinein gemacht hat. Der Aargletscher ging damals zurück.

Anderseits stiess der Aargletscher bei Bern gegen Ende der letzten Eiszeit noch einmal vor, als der Rhonegletscher schon aus der Gegend verschwunden und im vollen Rückzuge begriffen war. Dasselbe gilt aber auch für den alten Sarine- oder Saanegletscher, der kurz darauf gegen Freiburg vorstiess, während der Rhonegletscher, der früher sein Gebiet einnahm, schon weiter rückwärts stand.«

Der diluviale Aar- und Rhonegletscher hatten ungleiche Vorstösse und Rückzugsperioden. »Diese Regel steht in Übereinstimmung mit dem jetzigen Verhalten des Aar- und Rhonegletschers; denn nach Forel befindet sich der Aargletscher seit 1872 in einer Rückwärtsperiode, die heute noch andauert, der Rhonegletscher dagegen hat diese Rückwärtsperiode schon 1856 angetreten, folglich erweist sich der Beginn des Rückganges für den erstgenannten Gletscher um 16 Jahre verspätet. Aus dem heutigen Verhalten der Gletscher lässt sich somit ein Analogiebeweis für ihr behauptetes Verhalten zur Diluvialzeit herleiten. Allein selbst wenn die beiden Gletscher gegenwärtig dieses Verhalten nicht zeigten, müsste man doch, auf die geologischen Verhältnisse gestützt, für die Eiszeit auf ein solches schliessen.«

Schliesslich giebt Baltzer einen kurzen Abriss der Geschichte der beiden Gletscher. Für die erste Eiszeit liegt in dem innern Moränengebiete noch kein Beweis vor, deren Annahme stützt sich lediglich auf den Deckenschotter der äussern Zone. »Zur Diluvialzeit,« sagt er, »häuften sich in den Nährgebieten der Berner und Walliser Alpen infolge einer jener grössern klimatischen Schwankungen, Eiszeiten genannt, bei vermehrten Niederschlägen und etwas geringerer Temperatur wie heute die Firnmassen an. Zum zweiten Male bewegten sich infolgedessen die Gletscher in die Ebene hinaus und vereinigten sich in der Gegend von Bern.

Diese zweite Eiszeit ist charakterisiert durch das grossartige Inlandeis zwischen Jura und Alpen, welches 150 *km* lang, ca. 50 *km* breit und ca 950 *m* mächtig war (Nansen supponiert für das grönländische Inlandeis 1700—2000 *m* Dicke im Maximum). Dass der Rhonegletscher einen um 1.36 mal grössern Zweig in die schweizerische

Ebene sandte, als der französische Arm beträgt, ist auf die Einengung und Stauung südlich von Genf durch die sich nach den Alpen umbiegende Jurakette erklärt worden. Dass er überhaupt eine so gewaltige Ausdehnung erlangen konnte, rührt von seinem grossen Nährgebiete her, welches nicht nur die ausgedehnten Firnregionen des Südhanges der Berner Alpen, sondern auch das grossartige Firngebiet der penninischen Alpen umfasst.

Als diese Eiszeit ihren Höhepunkt erreichte, gewann der Gletscher die oben erwähnte Gurnigel-Napflinie und setzte seine charakteristischen Blöcke in den Emmenthälern ab.

Zu dieser Zeit geschah das Eigentümliche, dass der gestaute Aargletscher die 1000 *m* hohe Wasserscheide des Brünig überstieg, seinen Lauf gegen den Vierwaldstättersee nahm und sich mit dem Reussgletscher vereinigte. Er ging also ungefähr ebenso weit nach Norden vor, wie früher nach West. Das Teilstück Brienz-Thun war eine Art verbindender Arm der beiden Gletscher, wie sie auf der Südseite der Alpen so häufig vorkamen (Lanzo-Arm zwischen Comer- und Luganersee, Luino-Tresa-Arm zwischen Luganer- und Langensee), Verbindungsstück zwischen Langen- und Ortasee, Borlezza-Arm des alten Iseogletschers.

Nun ereignete sich infolge überwiegender Trockenperioden bei einiger Temperaturerhöhung ein Zurückweichen der beiden Gletscher bis ins Rhone- und Haslithal. Die Rückzugsmoränen dieser Zeit blieben nicht erhalten, möglicherweise gehören die obersten Moränenreste der Bütschelegg (1100 *m*) und einiger anderer Höhen südlich von Bern hierher. Dagegen sind mächtige Schotterablagerungen, nördlich und südlich von Bern, wohl in diese Zeit des Rückzuges oder des spätern Vorgehens zu setzen, da sie von der jüngern Grundmoräne bedeckt erscheinen. Desgleichen gehört das alte Kanderdelta in diese Epoche. Dokumente paläontologischer Art sind leider bisher nicht aufgefunden worden.

Infolge abermaligen Vorrückens beginnt die jüngere Glazialzeit, welche auch bei uns durch geringern Umfang und schöne Ausbildung ihrer wallförmigen End- und Seitenmoränen gekennzeichnet ist.

Als der Rhonegletscher sich sodann zurückzog, trat Lappenbildung ein, wie aus der Konfiguration der Moränen und aus jetzt wasserarmen, damals den Gletscherabläufen dienenden Thalrinnen zwischen Bern und Solothurn sich ergiebt.

Noch einige Male machte er Halt und lagerte Endmoränen ab; eine längere Etappe trat erst im Flussgebiete der Broye ein, wo eine bedeutende Ausstreuung von miocänen Konglomeratblöcken der Péleringruppe stattfand, während ungefähr gleichzeitig Saane- und Aargletscher nochmals vorstiessen.

Wenden wir uns dem Aargletscher während der letzten Eiszeit zu, so fallen zunächst im allgemeinen die schönen End- und Seitenmoränen auf, in welcher Beziehung er von keinem andern schweizerischen Gletscher übertroffen wird. Als die jüngere Eiszeit auf dem

Höhepunkte war, warf der Gletscher seine Moränen auf den Bergen südlich von Bern in 800—900 *m* auf, nördlich von Bern noch bis gegen 800 *m*. Seine Dicke betrug ungefähr 350 *m*. Zu dieser Zeit vereinigte er sich mit dem Rhonegletscher und bildete dessen rechte Flanke in der Richtung auf Burgdorf.

Hierauf erfolgt ein allmähliches Zurückgehen mit zeitweiligen Vorstössen. Die Bern umgebenden und südlich davon liegenden, zum Teil plateauartigen Höhen des Gurten, Längenberg, Bantiger und Belpberg werden von Eis entblösst und bedecken sich nun atakerartig mit Gletscherschutt. Der Gesamteisstrom trennt sich sodann in die gesonderten Arme des Aare-, Gürbe- und Worblenthales mit seitlichen Apophysen, die Veranlassung zu einigen schwer verständlichen, heute trockenliegenden Querthälern geben. Letztere sind als glaziale Gelegenheitsrinnen aufzufassen.

Mannigfach waren die Schwankungen in der Begrenzung der beiden Gletscher. Wie schon erwähnt, erfolgte noch ein Vorstoss in westlicher Richtung, als der Rhonegletscher schon in vollem Rückzuge begriffen war.

Der definitive Rückzug des Aargletschers geschah auf der Linie Bern-Thun in sechs durch Endmoränen angezeigten Etappen, deren innerste bei dem Dorfe Allmendingen liegt; ein nochmaliger Halt fand am Ende des Thunersees in der anmutigen Moränenlandschaft von Amsoldingen statt; dann erfolgte ein fast unaufhaltsames Zurückweichen bis in die Stammthäler.

Es liegt in der Natur der Sache, dass die Endmoränen und die ihnen zunächst liegenden Seitenmoränen gleichsam wie ein Zeiger am schönsten die Geschichte des Rückganges erzählen. Da sie nun in den Bergen fast ganz fehlen, so haben wir dort, rückwärts der Oberländer Seen, zwar obere Blockgrenzen und viele Moränenlappen, auch gelegentlich einen wallförmigen Seitenmoränenrest, aber in viel schlechterer Erhaltung. Reich an Wallmoränen ist noch das Südufer des Thunersees; so tritt z. B. die langgestreckte Hügelkette, auf der sich der Strättligerturm erhebt, sehr deutlich hervor. Eigentümlich ist die ungleichmässige Verteilung des Schuttes, so dass z. B. das nördliche Gehänge am Brienzersee verhältnismässig wenig Schutt aufweist, während an der südlichen Abdachung, namentlich auch an der des Thunersees, mehr vorhanden ist.

Während des Rückzuges erfolgte nun die Akkumulation der obern Terrassen, welche ausgedehnte Flächen bei Bern bilden und im Volksmunde den Namen »Felder« führen (Murifeld, Wylerfeld u. s. w.). Sie sind in den obern Teilen die Verschwemmungsprodukte der jüngern Rückzugsmoränen und entsprechen dem Niederterrassenschotter. Man muss sich indessen hüten, den Kies nur auf die nächsten Moränen zu beziehen, er ist, wie die Gerölle lehren, auch von weiter her zugeführt. Jedem Moränenzyklus entspricht ein Felderzyklus mit kleinen Niveauunterschieden.

Im freien Zwischenraume der Gletscher fand, wie schon früher erwähnt wurde, eine ausgiebige Verschwemmung und Mischung der beiderseitigen Materialien statt.

Alsbald schnitten auch die Flüsse, die ihr früheres Bett, welches sie zur Interglazialzeit innegehabt hatten, zum Teil wiederfanden, sich in die Schotter ein und bildeten die jüngern Erosionsterrassen. Die Aare hat deren zwei bis drei. Der Bau der neuen Kornhausbrücke zu Bern zeigte, dass das Bett der Aare daselbst auf mindestens 20 *m* mit Kies (Moräne) aufgefüllt ist, der Fluss war also früher tiefer eingeschnitten als jetzt.«

Die Eisberge des antarktischen Meeres und der südlichen Ozeane bespricht W. F. Gray[1]). Es scheint nach dem, was bis jetzt bekannt, dass es in den südlichen Meeren Jahre giebt, wo wenig und gar keine Eisberge vorkommen, und dass auf diese dann wieder eine Periode von Jahren folgt, wo sie in grosser Menge auftreten. Ein solcher Zeitabschnitt von bemerkenswerter Häufigkeit des Auftretens von Bergen ist die Zeit von 1891 — 1895, und mit dieser Periode oder richtiger mit dem Zeitraume von 1888 — 1895 beschäftigt sich die Abhandlung.

Wie in der nördlichen Hemisphäre die Eisberge der Polarregion hauptsächlich in Grönland sich bilden, so ist in der südlichen Hälfte das antarktische Land, von dem bis jetzt nur einige wenige, unzusammenhängende Küstenlinien festgelegt sind, ihr Entstehungsgebiet. Aus den Beobachtungen in den arktischen Regionen schliessen wir auf eine ähnliche Entstehung der Berge im Süden, nämlich aus mächtigen Gletschern, die sich auf einem schräg abfallenden Lande durch die Ansammlung von fallendem Schnee und zu Eis verwandeltem Regen und Nebel bilden.

Diese Gletscher von so imposantem und prächtigem Anblicke zeigen, trotz ihrer anscheinenden Unbeweglichkeit, eine abwärts gerichtete Bewegung; langsam aber stetig rücken sie gegen die See und schieben ihren Fuss ins Wasser vor, bis die Stabilität der Masse und der Auftrieb des Wassers sich ausgleichen, und der Rand abbricht; der Gletscher „kalbt«, wie man zu sagen pflegt, d. h. er wirft die enorme Masse Frischwassereises in die grosse »antarktische Driftströmung«, wie man den vom Pole abfliessenden Strom sowohl im Pacifischen als auch im Atlantischen und Indischen Ozeane bezeichnet.

Diese grosse Wassermenge bewegt sich zwischen 40° und 60° S ostwärts mit einer Stetigkeit, die etwa derjenigen des dort vorherrschenden Westwindes entspricht. Besonders hervortretend ist dieser Strom im Stillen Ozeane zwischen 45° und 55° S und von Tasmanien und der Südspitze der Stewardinsel (Neu-Seeland) bis

---

[1]) Pilot Chart of the North Pacific Ocean. Hansa 1896. p. 46. 58. 59.

118° W, wo ein Teil sich abzweigt und den Mentonstrom bildet, der sich nordostwärts auf St. Ambrose zu bewegt. Der grösste Teil des Hauptstromes verharrt in seinem östlichen Verlaufe, bis etwa auf 85° W, wo er sich zwischen 42° und 47° S in zwei Arme spaltet, von denen der eine sich nordostwärts richtet und den Chilestrom bildet, der andere dagegen nach OSO und SO auf den Golf von Penas und die Magellanstrasse zu abgelenkt wird und den Kap-Hornstrom bildet.

Von den antarktischen Strömungen getragen, treibt das Eis in niedrigere Breiten und schmilzt im wärmern Wasser. Die Eisberge, die vom antarktischen Kontinent zwischen 63° und 65° S abtreiben, werden in ihrer Form durch Schmelzungsprozess wenig beeinflusst, bis sie den 60. Breitenparallel erreichen. Es wird allgemein angenommen, dass das Eis der Berge unter Wasser rasch schmilzt, und die dadurch bedingte Verschiebung des Schwerpunktes mit der in der Folge eintretenden Drehung des Berges in die Gleichgewichtslage, ferner Auswaschungen, Brüche u. s. w., die unregelmässige und phantastische Form verursachen. Oft mag aber auch die Verschiebung des Schwerpunktes und das Aus-dem-Wassertreten vorher unsichtbarer Teile seinen Grund darin haben, dass grosse Felsstücke, Steine, Geröll und Ähnliches, was in der Eismasse eingebettet war, sich ablöst. Die Eisberge sind, gleich wie die Gletscher, mächtige Fortbewegungsmittel, welche diese festen Körper nach der Tiefsee hintragen.

Es ist schwer, eine durchschnittliche Grösse dieser Berge festzustellen, da solche von jedem Umfange bis zu 800 und 1000′ in Höhe und von mehrern Meilen Länge gemeldet werden. Auch hinsichtlich der Form dürfte es schwer sein, etwas Allgemeines festzustellen, da auch in dieser Hinsicht alle möglichen Verschiedenheiten vorkommen. So viel lässt sich indessen sagen, dass in den südlichen Gegenden die Berge nicht oft jene turmartigen Spitzen aufweisen, wie sie den in den nördlichen Ozeanen schwimmenden Eiskolossen eigen sind. Vielmehr sind die erstern vorwiegend tafelförmig.

Es heisst, dass die Barrière des festen Eises in der antarktischen Region das Aussehen ungeheurer steilabfallender Kalkfelsen hat, und es fragt sich, ob die ununterbrochene Küstenlinie aus Teilen eines Kontinentes besteht, oder ob man es hier, wie an der Grönlandküste, mit einem Archipel zu thun hat, in dem die Überlast von Schnee und Eis den insularen Charakter verwischt. Man hat berechnet, dass die feste Polareisschicht mindestens drei Seemeilen tief sein muss, vielleicht auch bis zwölf Meilen tief sein kann, und da die Masse dieses Eisberges von zäher Beschaffenheit ist, wird ihre Basis sich unter dem enormen Drucke, der auf ihr lastet, ausbreiten. Die Ausbreitungsbewegung, die hier in Erscheinung tritt, stösst, so nimmt man an, die Kante der Eisklippen vom Lande seewärts, und zwar mit einer Geschwindigkeit von etwa einer Viertelmeile im Jahre.

Findlay erklärt den Unterschied in der Form der nördlichen

und südlichen Eisberge wie folgt: »Im Norden bilden sie sich auf einem verhältnismässig beschränkten Grunde, hauptsächlich in Grönland, und hier gelangt das Landeis in Form von Gletschern durch schmale Fjorde an die See. Es sind thatsächlich Eisflüsse, deren Ausfluss in die See beständig unterbrochen wird. Im Frühjahre treiben die abgestossenen Massen südwärts in allen möglichen Grössen und Formen mit einziger Ausnahme der Tafelform. Im Süden dagegen scheint das ganze Gebiet um den Südpol von Land eingeschlossen zu sein, das mit einem enormen Eismantel bedeckt ist, ohne Einschnitte ins Innere wie im Norden, es sei denn, dass südlich von Kap Horn sich ein solcher findet. Das warme Wasser kann also nicht bis ins Innere dieser Eisbarrière hineindringen (wie im arktischen Meere, in der Baffins Bay und Spitzbergen herum), um sie aufzulösen und mit sich fortzutragen.«

Die Bewegung eines Eisberges ist bedingt durch drei Einwirkungen: Wind, Oberflächenstrom und Unterstrom. Die Südstürme in der antarktischen Region, eine Wirkung der kalten Luft über den Gletschern, sind vermutlich die Hauptursache der starken Oberflächenströmung, die in der Bewegung der Berge nach Norden eine grosse Rolle spielt. Wenn die Berge durch Wind und Strom getrieben, in niedrigere Breiten gelangen, so zeigen sich an ihnen, mit dem Wachsen der Entfernung vom Entstehungsorte, alle möglichen Stadien des Verfalles. Einige bewahren anscheinend die ursprüngliche Form, bis sie verhältnismässig weit nach dem Äquator hingetrieben sind, andere scheinen ihre Gestalt ganz geändert zu haben, indem sie, wie viele sagen, gekentert sind oder, was häufiger geschieht, aufgebrochen sind.

Als ein Beispiel für das Bersten der Berge und um anzuführen, wie gross die Zahl derselben oft in einem verhältnismässig kleinen Umkreise ist, sei der nachstehende, beim Hydrographischen Amte in Washington eingegangene Bericht des Kapitäns A. John Miller von der britischen Bark »Lindores Abbey« (auf der Reise von Portland [Oregon] nach Galway) angeführt. Derselbe zeigt, wie gefährlich es unter Umständen, wegen des losen Eises, das sich ablöst, ist, in Lee der Berge zu passieren, und wie wenig man sich auf das Thermometer als einen Warner vor der Nähe des Eises verlassen darf. »Februar 8. 1893 6 h. 30 m. p. m., Breite 50° 50' S. Länge, 48° 17' W. Sahen einen grossen Eisberg ca. 1 Strich an Backbords-Bug. Von der Oberbramraa aus sahen wir mehrere andere recht voraus, und am Steuerbord-Bug; um 8 h. p. m. waren wir nahe bei dem ersten und konnten eine ganze Zahl weiterer ausmachen. Wir waren, begünstigt durch klares Wetter und eine stetige Brise, von WSW bis WNW. Fahrt ca. 7½ Knoten Kurs NNO. Während der Nacht und des ganzen nächstfolgenden Tages passierten wir zwischen diesen grossen Bergen, die sich an beiden Seiten so weit erstreckten, als das Auge reichte. Einige waren über eine Meile lang, und ihre Höhe schwankte zwischen 150' und 200'. Von 1 h p. m bis 4 h. p. m. (drei Stunden) zählte ich 63 grosse Berge, neben einer Zahl kleinerer. Beim Passieren einzelner dieser Eiskolosse vernahmen wir starkes Krachen, das sich wie ein heftiges Artilleriefeuer anhörte, und sahen, wie einzelne Stücke von ihnen abfielen. Wenn wir dicht in Lee der grossen Berge passierten, fanden wir stets eine Menge losen Eises, Stücke, die gross genug waren, um einem im Dunkel gegen sie anlaufenden

Schiffe gefährlich zu werden. Diese Stücke ragen kaum über die Wasserfläche hervor und sind daher bei Nacht schlecht zu sehen. Jedesmal, wenn wir recht in Lee eines Eisberges waren, kam von diesem her ein starker Windstoss, ähnlich wie die Böen, die man in Lee einer hohen, steil abfallenden Küste beobachtet; oftmals wurden diese einfallenden Windstösse so stark, dass wir unsere Oberbramraa fallen lassen mussten. Um 8 h. p. m. am 9. Februar passierten wir den letzten der grossen Eisberge, nachdem wir genau vierundzwanzig Stunden zwischen ihnen hindurchgesegelt waren und in der Zeit auf nordöstlichem Kurse eine Distanz von etwa 180 Meilen zurückgelegt hatten. Um 5 h. 30 m. des nächsten Morgens passierten wir noch drei kleinere Stücke Eis; in der Nacht hatten wir nichts wahrgenommen. Während wir durch dieses ganze grosse Eisgebiet segelten, war keine wahrnehmbare Schwankung weder der Luft-, noch der Wassertemperatur zu konstatieren. Die Temperatur des Wassers blieb stetig auf 44° F., die der Luft auf 46° F. Es war ein grossartiges Schauspiel, das sich uns darbot, besonders bei Sonnenaufgang, und niemand an Bord wird es je vergessen.« Zur Veranschaulichung des enormen Umfanges und der Höhe, welche einzelne Berge in den südlichen Meeren erreichen, sei folgender Bericht angeführt, den der erste Offizier Cummings von der britischen Bark »Beechwood« dem Hydrographischen Amte der Vereinigten Staaten eingesendet hat: Am 6. Dezember 1893 traf man in 44° 43′ S und 42° 28′ W eine Anzahl Eisberge. Die Durchfahrt zwischen ihnen gestaltete sich äusserst schwierig. Grosse Vorsicht musste während der Nacht angewandt werden, wir mussten kleine Segel machen und scharfen Ausguck halten, um einen Zusammenstoss mit diesen Kolossen zu vermeiden. Am 7. Dezember trafen in 47° 7′ S und 41° 44′ W wieder eine Anzahl Berge, und es erforderte wieder alle mögliche Anstrengung und die äusserste Wachsamkeit, um von ihnen klar zu kommen. An diesem Tage kam ein wahrer Monstreberg in Sicht. Nach gemeinschaftlicher Schätzung des Kapitäns und des ersten Offiziers betrug die Länge dieser enormen Eismasse zwischen 15 und 20 Meilen und die Höhe war 300′ bis 400′. Der Kapitän des »Dunncraig« berichtet, dass er am 29. Dezember 1892 in 49° 34′ S und 45° 53′ W eine mächtige Eisinsel passiert hat, deren Höhe voll 300′ betrug, und deren Länge zwischen 25 und 30 Seemeilen schwankte. So gewaltig diese Abmessungen sind, so sind es doch nicht die grössten, die gemeldet wurden. Towson erzählt, dass während der Zeit vom Dezember 1854 bis April 1855 eine kompakte Eismasse von 44° S und 28° W nach 40° S und 20° W getrieben ist, die noch weit umfangreicher war. Einundzwanzig verschiedene Schiffe, die während den fünf Monaten diesen Eiskoloss passierten, haben darüber berichtet. Aus dem Mittel der verschiedenen Angaben ergab sich eine Höhe von 300′ und eine Länge von 40 und 60 Seemeilen. Die Form war die eines Hakens, dessen einer Schenkel 60 Meilen, der andere 40 Meilen lang war. Die durch dieses Eisgebirge gebildete Bay hatte einen Durchmesser von 40 Seemeilen. Wenn man bedenkt, dass ungefähr ein Neuntel des Berges über das Wasser hinausragt, so ergiebt das eine geradezu enorme Eismasse, und man kann sich über die Entstehung einer solchen nicht genug wundern. Sie scheint aber erklärlich, wenn wir uns ins Gedächtnis rufen, was James Ross über die grosse Eisbarrière im antarktischen Gebiete berichtet. Er verfolgte den Rand dieser riesigen, steil abfallenden Eisklippe auf eine Entfernung von 450 Meilen und fand, dass der Eismantel auf diese Entfernung unabänderlich die nämliche Höhe und den gleichen Charakter trage. Die Dicke dieses Eismantels berechnete er auf über 1000′. Ähnliches meldet auch Kapitän Wilkes: »An einzelnen Stellen segelten wir auf mehr denn 50 Seemeilen an einer senkrecht ins Wasser abfallenden Eiswand entlang, die 150 bis 200′ über das Wasser emporragte«.

Der folgende, sehr interessante Bericht von Kapitän Doan, amerikanisches Schiff »Francis«, ist gleichfalls den beim Hydrographischen Amte in Washington zugegangenen Mitteilungen entnommen:

Februar 16. 1893. Mittags. Breite 51° 1′ S. Länge 49° 15′ W. Passierten zwei grosse Eisberge, ca. 15 Meilen auseinander und sahen in SSO einen andern sehr grossen Berg von mehrern hundert Fuss Höhe und mehr als einer Meile Länge. Machten für die Nacht kleine Segel. Um 1 h. a. m. 2 h. 30 a. m. und 4 h. a. m. d. 17. Februar passierten grosse Berge. Das Wetter war bedeckt und trübe. Wind auf NW laufend. Nach 4 h. a. m. begann die Dämmerung, als wir recht voraus eine immense Eisbarrière gewahrten, die sich in der Richtung NW und SO so weit erstreckte, wie wir vom Top des Mastes aus sehen konnten. Einige der treibenden Gletscher waren meilenlang und von 300 — 500′ hoch. Wir hielten zunächst auf die Bank zu, bis auf etwa eine Meile Entfernung, da wir aber keine Durchfahrt finden konnten, wendeten wir um 5 h. a. m. südwestlich. Nun gewahrten wir Berge rund um uns herum. Temperatur von Luft und Wasser von 47—50° F. Um Mittag wendeten wir wieder nördlich und passierten verschiedene grosse und kleine Berge. Um 3 h. p. m. kam die Eisbarrière wieder in Lee in Sicht, und sie zeigte sich jetzt noch ebenso undurchdringbar, als zuvor. Bis 5 h. 30 p. m. hielten wir darauf zu, und da das Eis sich nun, so weit wir sehen konnten, ausdehnte und bis zu zwei Strich am Luvbug peilte, mussten wir neuerdings wenden und wieder nach Süden hin liegen. Nun holte der Wind auf SW und wurde stürmisch. Das waren schlechte Aussichten für die Nacht, da wir das Eisfeld nun dicht in Lee hatten. Um Mitternacht 17./18. Februar halsten und brachten das Schiff auf WNW Kurs. Refften die Marssegel, Kreuzmarssegel fest. Grobe See. Bei Tagesanbruch sahen einen Berg recht voraus, ca. eine Meile lang und 400 — 500′ hoch. Er war auf der Oberkante vollkommen eben und fiel an der Kante genau lotrecht ab, so scharf wie das Eis, das bei uns in Blöcken aus den Seen gehauen wird. Es war in die Augen springend, dass diese grossen Berge in dem nämlichen Zustande geblieben waren, wie z. Z., da sie sich von der grossen Eisbarrière losgelöst hatten, während die unregelmässigen Kontouren der kleinern Berge zeigten, dass sie gekentert sein mussten. Um 11 h. a. m. sahen wir die gefürchtete Eisbarrière von neuem, immer noch sich in nordwestlicher Richtung erstreckend. Um Mittag waren wir in 50° 29′ S und 47° 12′ W. Wir gewahrten nun, dass ein starker NO-Strom uns auf die gefürchteten Eisklippen zu setzte, eine neue Gefahr, die sich zu den vielen gesellte, mit denen wir bereits umgeben waren. Um 1 h. p. m. glaubten wir, das Ende der Eisbarrière in NW, etwa 1 ½ Strich am Leebuge, wahrnehmen zu können. Nun setzten wir trotz des stürmischen Windes Segel, um das Schiff frei zu machen. Es gelang uns trotz der äusserst wilden und unregelmässigen See, die zum Teil meist durch die gegen die Eisbank andrängende und von dieser wieder zurückgestossene und abgelenkte Strömung verursacht wurde. Wir hatten die Genugthuung, zu beobachten, wie wir langsam an der gefürchteten Wand vorrückten, und der letzte Punkt derselben immer weiter nach Lee auswanderte. Die Länge der ganzen Eismasse betrug nach Vergleich mit unserer gelaufenen Distanz 6 Meilen, und wir schätzten ihre Breite auf ca. 3—4 Meilen. Um 4 h. 14 m. hatten die letzte Spitze passiert, von wo die Kante einen nordöstlichen Verlauf nahm, so dass wir von ihrer gefährlichen Nähe befreit waren. Man kann nicht genug auf diese grosse Gefahr aufmerksam machen, die genau im Track der ostwärts ums Kap Horn bestimmten Schiffe liegt. Ohne Zweifel dauert es Jahre, bis dieser Berg von Eis ganz geschmolzen ist.

Was die Anzeichen, die als Warnung vor der Annäherung an das Eis dienen können, anbetrifft, so sind verschiedene Mittel vorgeschlagen. Vielfach wird besondere Beachtung der Temperatur von Luft und Wasser empfohlen. In manchen Fällen mag diese nützlich sein, aber viele Mitteilungen zeigen wieder, dass man sich nicht immer auf dieses Auskunftsmittel verlassen darf. Neben dem

vorerwähnten Berichte des Kapitäns Miller von der Bark »Lindores Abbey« liegen noch weitere vor, die klar zeigen, wie wenig man sich auf das Thermometer verlassen darf. Kapitän Mc. Millan von der britischen Slup »Dudhope« schreibt: Sorgfältige Beobachtungen der Luft- und Wassertemperatur wurden regelmässig genommen, aber es liess sich daraus niemals ein Schluss auf eine Annäherung an das Eis ziehen, die, nebenbei erwähnt, immer von luvwärts geschah. Wenn wir dagegen in Lee einen Berg passierten, wurde in der Regel ein Fallen der Lufttemperatur um einige Grade beobachtet. Einmal passierten wir innerhalb einer Kabellänge von einem Berge und fanden, dass die Temperatur die nämliche war, wie in einer Entfernung von verschiedenen Meilen. Man muss daraus den Schluss ziehen, dass bei unsichtigem Wetter auch eine unverändert bleibende Temperatur nicht als Zeichen der Sicherheit vor Eisgefahr angesehen werden darf. Äusserste Sorgfalt und ein überaus guter Ausguck sind die einzigen zuverlässigen Mittel, um sich in dieser Beziehung vor Schaden zu hüten. Wer sich auf das Thermometer verlässt, kann unbemerkt in die grösste Gefahr laufen. Wenn die Temperatur bedeutend fällt, so dass man auf die Nähe von Eis schliessen muss, dann ist es zu spät, um noch erfolgreich ein Manöver auszuführen.

Wie bereits erwähnt, giebt es Jahre, wo wenige oder gar keine Eisberge auftreten, und wieder andere, wo sie in grosser Zahl gemeldet werden. Im Jahre 1832 war in den südlichen Ozeanen so viel Eis, dass eine Flotte von Walfischfängern, die von Valparaiso auslief, um bei den Falklandsinseln auf Fang auszugehen, genötigt war, umzukehren, da sie nicht durch das Eis zu dringen vermochte. Dann war im Jahre 1854 wieder eine grosse Ansammlung von Eisbergen, und eine dritte solche Periode fällt in die Jahre 1892 und 1893. In den dazwischenliegenden Jahren liefen nur wenige Meldungen über Eisberge ein. Was ist nun die Ursache dieses massenhaften Auftretens der Berge in einzelnen Jahren? Einige Autoritäten erklären sie durch vulkanische Eruptionen, die ein massenhaftes Abbrechen der grossen Eisstücke vom Gletscherrande verursachen. Andere führen sie auf Erdbeben zurück, und wieder andere halten einen ungewöhnlich starken Schneefall für die Ursache der Erscheinung. Allgemein scheint die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung die Abtrennung der Berge, bezw. die Häufigkeit derselben, zu regeln. Bewegt sich das Eis an der Basis so langsam, dass das Schmelzen des Randes bei der Berührung des Salzwassers die Ausbreitung ausgleicht, so lösen sich keine Berge ab, es sei denn, dass solche vom obern Teile des Randes abbrechen und in die See stürzen. Dieselben sind dann aber verhältnismässig klein. Die Verteilung der Eisberge ist auf der »Pilot Chart« durch zwei Karten veranschaulicht, deren eine die Grenzen des Auftretens von Bergen in verschiedenen Jahreszeiten veranschaulicht, während die andere die in den verschiedenen Monaten der Periode 1892 und 1893 gemeldeten

Berge verzeichnet. Die Hauptsammelplätze oder wenigstens diejenigen Stellen, wo die meisten Berge gesichtet worden sind, sind die Gegend um das Kap Horn herum, östlich und nordöstlich der Falklandinseln, dann südlich von Afrika und von da in einer langgezogenen, etwa auf dem 45. Parallel entlang laufenden Linie bis zum 75. Meridian Ost von Greenwich. Westlich des Kap Horn finden wir in 1892 eine Reihe von Bergen, die sich den 55. Breitenparallel entlang von 100° bis 135° W hinzieht. Die niedrigste Breite, in der Berge wahrgenommen wurden, liegt im Südatlantischen Ozeane, und zwar in 37° S, in der Nähe des 20. Westmeridians. Nach der Verteilung der Berge, wie sie sich aus den Karten zeigt, wird man darauf schliessen können, dass sie sich an verschiedenen Stellen des antarktischen Kontinents gebildet haben und dann durch die gemeinschaftliche Einwirkung von Wind, Oberflächen- und Unterstrom erst nordwärts, dann nordwestlich und schliesslich ostwärts getrieben sind. Wenn es gelingen sollte, im Laufe der Zeit auch noch Berichte aus höhern Breiten aus den beiden Jahren (1892 und 1893) zu erlangen, so wäre die Möglichkeit denkbar, den Weg, den die einzelnen Gruppen von ihrer Entstehung an-genommen haben, zu verfolgen und so Schlüsse auf den Ort zu ziehen, wo im antarktischen Landgebiete die Bildung und Lostrennung der einzelnen beobachteten Gruppen von dem grossen Eismantel stattgefunden hat.

Voraussichtlich ist die Lebensdauer eines Berges in den südlichen Meeren viel länger als im Norden, da sie dort grösser sind und eine kompaktere Masse bilden und, wie wir gesehen haben, bis in niedrigere Breiten vordringen, als im Nordatlantischen Ozeane. Towson erwähnt, dass im Jahre 1850 ein Eisberg bis in Sicht des Kaps der guten Hoffnung getrieben ist, und im August, September und Oktober des Jahres 1828 mehrere Berge in jener Gegend gesehen wurden. Es ist dies ein ungewöhnliches Vorkommnis, dass Berge bis in solch niedrige Breiten (34°) treiben.

Die nördliche Grenze, bis zu der sich die Berge in den hier behandelten Jahren (1892 und 1893) zeigten, liegt im allgemeinen (über den gesamten südlichen Ozeane) weiter nördlich, als in irgend einer andern Periode, für welche ähnliche Aufzeichnungen existieren. Von einigen der im Südatlantischen Ozeane getroffenen Bergen wird gemeldet, dass sie Verfärbungen aufwiesen, und Erdspuren daran erkenntlich waren. Wahrscheinlich ist dies darauf zurückzuführen, dass eine Gletscherspalte frei lag, in welche einst die Trümmer einer Moräne hineingestürzt sind.

Um zu zeigen, wie weit einzelne Bruchstücke dieser südlichen Eisberge zu treiben vermögen, sei noch der folgende, vom Kapitän der Brigantine »Dochra« beim Hydrographischen Amte eingelaufene Bericht erwähnt: »Am 30. April 1894 in 20° 30′ S und 25° 40′ W bemerkt um 10^h vormittags ein treibendes Stück Eis, ca. 12 Fuss lang und 4 Fuss breit; es sah schneeweiss aus und schien porös und durchlöchert. Wir passierten es ganz nahe, und mehrere Leute sahen das Eis.«

Die fossilen Eislager und ihre Beziehungen zu den Mammutleichen. Baron Eduard v. Toll hat 1885 und 1886 zwei wissenschaftliche Reisen nach dem Janalande und den neusibirischen Inseln ausgeführt, um die Eislager Nordostasiens zu studieren. Die wissenschaftlichen Ergebnisse derselben hat er jüngst veröffentlicht[1]), und Prof. Penck giebt eine lichtvolle Erläuterung und Übersicht derselben[2]), der das Folgende entnommen ist: Um die Begriffe Eisboden und Bodeneis, deren Benennung zu Verwechselungen im Gebrauche Veranlassung giebt, möglichst auseinander zu halten, schlägt v. Toll vor, das bis jetzt als Bodeneis bezeichnete Eis mit dem Namen Steineis zu belegen. Es sind aus dem Bereiche des gefrorenen Bodens Sibiriens, des Eisbodens, recht verschiedene Typen von Steineisvorkommnissen bekannt geworden, nämlich: 1. Als dünne Adern oder Trümmer oder als förmliche Gänge in Spalten des vom Froste geborstenen Bodens (von Lopatin am untern Jenissei beobachtet). 2. Als Schichten fluviatilen Ursprunges, die unter dem Schutze von Wärmeisolatoren erhalten sind (Schergin-Schacht bei Jakutsk, mutmasslich auch Amginok-Grube und an der Boganida, am Ishiga-Busen). 3. Als Schichten lakustren Ursprunges in den Olbuts, nämlich jenen Seen, deren Wasser im Winter plötzlich verschwindet, sowie in den Seen, welche ganz zufrieren und dann von einer Moosvegetation überkleidet werden. 4. Als litorale Ablagerung äolischer Entstehung an der Brandungsgrenze arktischer Meere (von Lopatin auf Sachalin beobachteter Eisstrandwall). 5. Das mächtige Steineis auf der Halbinsel Bykow an der Lenamündung, zwischen Schandron und Alaseja, und auf der neusibirischen Insel Ljächow, welches das Liegende der mammutführenden Schichten bildet und vom Verf. als Gletschereis angesehen wird. Verf. bespricht sodann die von ihm näher untersuchten Steineisbildungen. Im Janalande wurde 12 *km* oberhalb der Mündung des Chalbui in den Bytantai (einem Nebenflusse der Jana) 1877 die Leiche jenes Rhinoceros entdeckt, welches L. v. Schrenck als Rhinoceros Merkii beschrieb und nach Tscherski Rh. antiquitatis ist. Der noch wohlerhaltene Fundort zeigt als Muttergestein der Leiche gefrorene, teils sandige, teils kiesige Flussanschwemmungen. Dies ist von L. v. Schrenck in Zweifel gezogen worden. Gestützt auf die reinliche Beschaffenheit des Kopfes nahm v. Schrenck an, dass der Kadaver in Eis eingebettet gewesen sei. Dem hält v. Toll entgegen, dass der Kopf des Kadavers zweimal gewaschen wurde, bevor er nach St. Petersburg gesandt wurde; er erläutert zugleich an einem Beispiele, wie Tierkadaver in Alluvionen eingebettet und hier in gefrorenem Zustande erhalten werden können. Ferner wurden am Borüräch, einem rechten Nebenflusse des sich in den Tschendon ergiessenden Dodoma, Mammutreste aufgefunden. Eine Nachgrabung liess eine Wechsellagerung von Lehm- und Kiesschichten mit reinem,

[1]) Mémoires de l'Académie de St. Pétersbourg (7) **42.** Nr. 13.
[2]) Neues Jahrbuch für Mineralogie 1897. **1.** p. **144.**

deutlich geschichteten Eise erkennen. Dies Eis vergleicht Verf. mit dem Aufeis sibirischer Flüsse, wie es sich gegenwärtig noch in Eisthälern (Taryn) bildet. Da die Mammutreste in den hangenden, lehmigen Schichten gefunden wurden, so erhellt hieraus, dass das Mammut zu einer Zeit lebte, als die Bildung von Eisthälern in Sibirien bereits möglich war. Die 2000 *qkm* grosse Ljächow-Insel besteht mit Ausnahme ihrer drei gebirgigen Eckspitzen und einem Berge in der Mitte der Insel aus mächtigen Eismassen, welche von Sandschichten mit Pflanzenresten, mit Torf oder Tundrenschichten dermassen überdeckt worden, dass sie nur an der Küste, in halbkreisförmigen Klüften zu Tage treten. Durchsetzt wird das Eis von Einsenkungen von Sand und Lehm, so dass es anscheinend aus einzelnen Schollen besteht. Diese Sand- und Lehmschichten wittern aus dem Eise nach der Art der Schuttkegel auf Gletschern aus und bilden pyramidenförmige Hügel, Baidsharach genannt. Aus ihnen stammen die Mammutreste. Die hangenden Süsswasserschichten enthalten Bänke von Pisidium und Valvata, Phryganidenlarven, Blätter von Betula nana und Zweige davon oder von Salix-Arten, ferner Blätter und Zweige von Alnus fruticosa, deren Polargrenze heute 4° weiter südlich liegt, endlich die Reste von Mammut, von Rhinoceros tichorhinus und Ovibos moschatus. Die Kotelny-Insel hat auf der Ostseite im Balalyktach-Thale grössere Eismassen, ferner auf der Westseite an der Seehundsbai. Hier liess sich die Struktur des Eises, das im auffallenden Lichte grünlich aussieht, erkennen. Es besteht aus unregelmässig gelagerten, bald prismatischen, bald seitlich abgeplatteten, hier und da mit Rillen bedeckten Körnern von 5—10 *mm* Durchmesser. Diese Struktur tritt erst beim Tauen hervor. Die gleiche Struktur hat das gleichfalls grünliche, hier und da geschichtete oder schichtweise verunreinigte Eis der Insel Ljächow. v. Toll bezeichnet beide Vorkommnisse daher als Gletschereis und hebt betreffs der Kleinheit des Kornes die Analogie mit dem grönländischen Inlandeise hervor, welches im Vergleiche zu den Alpengletschern auch recht kleinkörnig ist. Er führt ferner aus, dass das Steineis der Halbinsel Bykow nach den Beschreibungen von Adams und Bunge in ganz ähnlicher Weise vorkomme, wie das von Ljächow und Kotelny, und interpretiert den Bericht von Adams, laut welchem die Mammutreste dort »au milieu des glaçons« gelegen gewesen seien, dahin, dass sie aus den Lehm- und Sandeinsenkungen zwischen dem schollenähnlich verteilten Steineise herrühren. Weiter verweist er auf die auffälligen Ähnlichkeiten zwischen den neusibirischen Steineisvorkommnissen und jenem der Escholz-Bai, in dessen Hangendem gleichfalls Mammutreste gefunden wurden. Endlich führt er Moränenspuren aus Nordostasien an, nämlich die von Tscherski aufgefundenen, auf der Wasserscheide zwischen Kolyma und Indigirka, die von ihm entdeckte Moräne am Anabar-Busen, sowie auf Rundhöcker und Grandrücken auf dem »Sande« zwischen Kotelny und Fadejew. Aus alledem schliesst er auf eine frühere Vergletscherung Nordost-

asiens, deren Eis stellenweise im Steineis aufbewahrt sei. Dieser Vergletscherung folgte die postglaziale Mammutzeit; die Mammute lebten dort, wo ihre Reste gefunden werden, ihr Untergang geschah ohne Katastrophen, die Konservierung der Kadaver ist dem benachbarten Eise zu verdanken. In Westsibirien hingegen folgte auf die Vergletscherung eine Transgression des Meeres, welche die Eiszeitspuren verwusch, und dann erst folgte die Mammutzeit. Eine ähnliche Transgression fehlt in Nordostasien mit Ausnahme der Nordwestspitze der Insel Neusibirien; was man als »Noahhölzer« bezeichnete, und was als Treibholz früherer höherer Meeresstände gedeutet wurde, ist entweder Juraholz oder miocänes oder quartäres Holz oder endlich heutiges Treibholz. Das Land hat sich hier in der Postglazialzeit nicht gehoben, sondern gesenkt, dadurch sind die Gebiete der Mammutfauna in Inseln zerstückelt worden. Dadurch nun, dass sich die Gebiete der marinen postglazialen Transgression und das glaziale Steineis ausschliessen, schliesst Baron v. Toll auf einen kausalen Zusammenhang beider, analog dem Verhältnisse der glazialen Gebiete zu dem marinen Diluvium im europäischen Russland, und er stellt dementsprechend folgendes Schema für die Gliederung der nordsibirischen Quartärbildungen auf:

	Jenissei-Tundra	Anabar-Tundra	Neusibirische Inseln
Jüngeres Postglazial	Süsswasserschichten mit Wassermoosen, Larix-Resten und Mammut	Süsswasserschichten	Süsswasserschichten mit Cyclas, Valvata, Alnus fruticosa, Salix, Betula nana, Mammut
Älteres Postglazial	Marine Thone mit Glazialgeschieben	Nicht mächtiges Steineis	Mächtiges Steineis
Glazial	Moräne abradiert	Moräne	Moräne unbekannt.

Eisbildungen in Höhlen in Gestalt von Stalagmiten beschrieb Dr. J. Zellner[1]). In der Höhlensteinhöhle bei Mariazell in Steiermark, die sich mit einem grossen und kleinen Portale dem Tageslichte öffnet, fand er am 3. März 1897 den vordern Teil völlig schneefrei, auch die Wände und die Decke waren bis auf einige kleine Eiszapfen am Eingange unvereist; am Boden jedoch befanden sich zwei kleine Eistümpel, aus welchen sich mehrere stalagmitenartige Eiszapfen erhoben. Einige derselben schienen auch abseits der kleinen Eisfelder direkt aus dem Boden der Höhle emporgewachsen zu sein. Ihre Zahl betrug etwa im ganzen 25, ihre Höhe zwischen 20 und 45 *cm*. Ihr Aussehen war sehr verschieden. Während einige die gewöhnliche konische oder fast cylindrische Form zeigten, hatten andere gegen die Basis zu eine schwache Einschnürung und in der

[1]) Mitt. des deutschen u. österr. Alpenvereins 1897. Nr. 16.

Nähe des Scheitels eine taschenförmige Aushöhlung, welche etwas Wasser enthielt, eine dritte Form war keulenförmig (mit einer oder zwei Einschnürungen) gestaltet; diese letztere fiel durch ihre verhältnismässige Länge und den ausserordentlich dünnen Stiel auf, der sich jedoch an der Aufsitzstelle erheblich verbreiterte. Die Entstehung dieser Bildung ist leicht einzusehen. Das durch die Decke der Höhle sickernde Wasser tropft an gewissen Stellen auf den Boden und bildet, hier gefrierend, allmählich Zapfen von der gewöhnlichen Form, ein Prozess, der dem der Bildung von Kalkstalaktiten u. dergl. völlig analog, nur ungleich rascher ist, und der so lange fortgeht, als die Lufttemperatur der Höhle unter 0° beträgt. Sobald aber die Lufttemperatur über 0° steigt, wirkt das abtropfende Wasser auflösend auf das Eis und höhlt daher das Eisgebilde an der Spitze taschenförmig aus. Dieser Vorgang währt gleichzeitig mit dem Abschmelzen der Zapfen an ihrer äussern Oberfläche fort, bis die innere Höhlung den Erdboden berührt, und der Zapfen nur mehr eine kraterförmige Ruine darstellt. Ähnliches sieht man bei grösserer Kälte an Quellen, welche oft von einem förmlichen Eiscylinder umgeben sind, durch dessen innere Höhlung das wärmere Quellwasser herabfällt. Was die Keulenform anbelangt, so ist sie, wie Prof. H. Crammer ausführt[1]), keine Folge der Abschmelzung, sondern von Vorgängen während der Eisbildung. Bei gleichbleibender Temperatur des Tropfwassers und der Höhlenluft, sowie bei konstantem Intervalle des Tropfenfalles entstehen Stalagmiten von cylindrischer Form. »Je niedriger die Temperaturen von Wasser und Luft sind, und in je grössern Intervallen der Tropfenfall vor sich geht, um so dünnere Stalagmiten wachsen in die Höhe. Wenn nun während des Wachsens ein und desselben Stalagmiten die Temperaturen und das Tropfenintervall Schwankungen unterworfen sind, so wird dieser Stalagmit an solchen Stellen, welche bei niedrigerer Temperatur und spärlichem Tropfenfalle entstanden sind, dünner sein als an jenen, die bei höherer Temperatur und reichlicherem Tropfenfalle wuchsen. Mit andern Worten: Der Stalagmit wird eine oder mehrere Einschnürungen und keulenförmige Verdickungen besitzen. Die feine, netzförmige Aderung auf der Oberfläche und die Luftkanäle im Innern der Stalagmiten hängen mit der krystallinischen Beschaffenheit des Eises zusammen. Jedes unmittelbar aus Wasser gebildete Eis (das Firneis ist somit hiervon ausgeschlossen) besteht schon im Moment seines Entstehens aus Krystallen, deren Axen auf den jeweiligen Gefrieroberflächen senkrecht stehen. Anfänglich sind diese Krystalle dem freien Auge nicht erkenntlich, weil sie ganz dicht aneinanderliegen. Erst wenn Schmelzung eintritt, wittern die Krystalle sozusagen auseinander, wodurch auf der Oberfläche die netzförmige Zeichnung und später im Innern ein System von mit Luft erfüllten Kanälen und Spalten sichtbar wird.«

[1]) a. a. O. Nr. 21. p. 261.

13. Die Lufthülle im allgemeinen.

Die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft. Die atmosphärische Umhüllung der Erde besteht bekanntlich aus einem Gemenge verschiedener Gase, unter denen Sauerstoff und Stickstoff bei weitem überwiegen. Nach den ältern Untersuchungen von Dumas und Boussingault enthält die Luft 20.8 Raumteile (23 Gewichtsteile) Sauerstoff und 79.2 Raumteile (77 Gewichtsteile) Stickstoff. Diese Angaben sind durch alle spätern Untersuchungen im grossen und ganzen bestätigt worden, denn es fanden sich nur Abweichungen, die einige Zehntel Prozent nicht übersteigen. Nach Entdeckung des Argons müssen indessen die bisherigen Angaben über die Zusammensetzung der Luft geändert werden. Genauere Untersuchungen von A. Leduc über die Dichten des Sauerstoffes, Stickstoffes und Argons, sowie über die völlig getrocknete, von Kohlensäure freie Luft haben folgende Ergebnisse geliefert: Für normalen Luftdruck und die Breite von Paris fand sich das Gewicht von je ein Liter Sauerstoff zu 1.4293 *g*, Stickstoff zu 1.2507 *g* und Argon zu 1.780 *g*. Die von Kohlensäure freie, trockene Luft enthält 0.232 Gewichtsteile Sauerstoff, 0.756 Stickstoff und 0.0119 Argon. Sonach ist die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft folgende: Sauerstoff 21.0 Raumteile (23.2 Gewichtsteile), Stickstoff 78.6 Raumteile (75.5 Gewichtsteile), Argon 0.94 Raumteile (1.3 Gewichtsteile).

Die Verteilung des Argons in der Atmosphäre ist von Th. Schlösing jun. durch Analysierung einer Anzahl Luftproben, welche auf dem Atlantic, dem Mittelmeere, im Kanale und bei den Azoren gesammelt wurden, studiert worden[1]). Im ganzen wurden sieben Luftproben untersucht, und diese zeigten einen merkwürdig übereinstimmenden Gehalt an Argon. Der Mittelwert betrug 0.01184 des Stickstoffes, und die grösste Abweichung von diesem Mittelwerte erreichte nur etwa $^1/_{500}$ dieses Wertes. Die frühere Bestimmung in Paris hatte 0.01184 und anderwärts 0.01182 ergeben. Man kann daher mit ziemlicher Sicherheit behaupten, dass das Argon wie der Sauerstoff und Stickstoff gleichmässig in der Atmosphäre verteilt ist und normal 1.184 % des Stickstoffes plus Argon ausmacht. Bringt man die für die Methode erforderliche Korrektion von 0.7 % an, so erhält man den Wert 1.192 %.

Ozonometrische Bestimmungen auf dem Mont Blanc hat M. de Thierry ausgeführt[2]). In Chamonix wurde die erste Messung am 23. August 1896 gemacht, bei Westwind, 20° Temperatur und 680 *mm* Druck; eine zweite am nächsten Tage bei Westwind, 19° C. und 684 *mm* Druck. Auf den Grands Mulets wurde eine Messung am 4. September 5^h morgens bei schönstem Wetter be-

---

1) Compt. rend. Paris 1896. **123.** p. 696.
2) Compt. rend. Paris 1897. **124.** p. 460. Naturw. Rundschau 1897. Nr. 20. p. 255.

gonnen, Temperatur 21° C., Druck 539 *mm*, Wind Südost. Die Resultate dieser Versuche sind in nachstehender Tabelle enthalten, welche die Mittel aus vier Einzelmessungen des Ozons in 100 *cbm* Luft angeben, die stets aus der Richtung des Gebirges entnommen war:

	Chamonix	Grand Mulets	Montsouris
23. August 1896 . . .	3.5 *mg*	—	2.0 *mg*
24. August 1896 . . .	3.9 »	—	—
4. September 1896 . .	—	9.4 *mg*	2.4 *mg*

Überraschend ist die grosse Menge atmosphärischen Ozons, welche in Chamonix (1050 *m*) 3.5 *mg* und auf den Grands Mulets (3020 *m*) 9.4 *mg*, d. h. fast viermal so gross gewesen als in Paris. Die Menge des Ozons wächst also mit der Höhe.

14. Temperatur.

Temperatur-Minima auf dem Ararat und Alagös. Wie A. Woeikoff mitteilt[1]), legte A. W. Pastuchow am 16. Juni 1893 ein Maximum- und Minimum-Thermometer auf dem grossen Ararat (in 5146 *m* Seehöhe) nieder und las bei seiner folgenden Besteigung am 25. August 1894 ab: Minimum — 39.7°, Maximum 17.5°; jedoch ist letztere Zahl höher als die maximale Lufttemperatur, denn das Maximal-Thermometer war in einem Blechkasten ausgestellt, welcher von den Sonnenstrahlen getroffen wurde. Dann stellte er die Instrumente wieder auf, derart, dass sie der Luftströmung und nicht der Sonne ausgesetzt waren. Bei seinem nächsten Besuche des Berges am 14. September 1895 las er ab: Minimum — 34.1°, Maximum 3.9°. Im Jahre 1893 besuchte er auch den kleinen Ararat (3900 *m*) und den Alagös (4271 *m*) und liess dort Minimum-Thermometer, welche er bei seinem nächsten Besuche im Jahre 1895 ablas. Sie gaben auf dem kleinen Ararat — 29.1°, Alagös — 32.0°. Auf dem armenischen Plateau in Kars (1742 *m* über Meeresniveau) waren die Minima in dem Winter 1893—1894: — 34.3° und 1894 bis 1895: — 35.3°, also in letzterem noch niedriger als auf dem grossen Ararat. Und dies ist nicht das absolute Minimum in Kars; im Februar 1893 wurde — 40° C. beobachtet. Auf dem windstillen, schneebedeckten Plateau sind also die Minima nicht tiefer als in dreifacher Höhe auf einem isolierten Berge.

Die Temperaturbeobachtungen in verschiedenen Höhen am Eiffelturme in den Jahren 1890—1894 sind von A. Angot bearbeitet worden[2]). A. Woeikoff hat die gegebenen Daten weiter untersucht und mehrere interessante Ergebnisse daraus abgeleitet[3]). Er findet aus denselben u. a. für keine Gruppe von Monaten im

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 308.
[2]) Angot, Resumé des Obs. Météor. faites au Bureau Central et à la tour Eiffel 1890—1894.
[3]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 353.

Mittel irgend einer Stunde eine vertikale Temperaturdifferenz, welche einem labilen Gleichgewichte entspräche, also, im Mittel wenigstens, keine Bedingungen für vertikale auf- und absteigende Ströme. »Wenn,« sagt er, »eine vertikale Temperaturdifferenz, welche einem labilen Gleichgewichte entspricht, und also zu vertikalen auf- und absteigenden Luftsrömen führen muss, schon zwischen 160 *m* und 302 *m* im Mittel nur an einer, resp. zwei Stunden des März und April existiert und zu keiner einzelnen Stunde der andern Monate, so müssen wir wohl vorsichtig sein mit der Annahme von vertikalen auf- und absteigenden Luftströmungen, die viel höher reichen sollen. Natürlich gilt dies für das Klima von Paris, und wir können sicher behaupten, für das Klima Centraleuropas überhaupt. Bei stärkerer Insolation, kleinerer Luftfeuchtigkeit und diathermanerer Luft wird sich das labile Gleichgewicht auf grössere Höhen erstrecken, ob es aber in normalen Verhältnissen, d. h. ohne einen besonders kalten Luftstrom oben, bis über die doppelte Höhe des Eiffelturmes reichen wird, ist sehr zu bezweifeln. Die Anwendung dieser Erfahrungen auf die Theorie der Bildung der Cumuli, welche meistens erst weit über der doppelten Höhe des Eiffelturmes anfängt, ist leicht zu sehen. Die Bildung dieser Wolken durch eine allgemeine Ausdehnung der Luft infolge der Wärme scheint nach den Beobachtungen auf dem Eiffelturme mehr Wahrscheinlichkeit zu haben, als diejenige durch den vertikalen courant ascendant.

15. Luftdruck.

Die tägliche Periode des Luftdruckes in Kalocsa, in der ungarischen Tiefebene, ist infolge einer Aufforderung Prof. Hann's durch J. Fényi untersucht worden. Die Beobachtungen begannen am 2. Februar 1896 mittels eines Richard'schen Barographen und sind bis Ende 1897 fortgesetzt worden[1]). In dem nach der Bessel-schen Formel berechneten Gange des Luftdruckes findet man die von J. Hann (Sitzungsber. d. W. Akad. **102**. p. 676) besprochene Beziehung der einfachen und doppelten Periode des Luftdruckes zur Witterung in prägnanter Weise bestätigt. Die bekanntlich grössere Schwankung des Luftdruckes an heitern Tagen kennzeichnet sich als das fast alleinige Resultat der viel grössern Amplitude der einfachen Welle. Diese Amplitude ist in Kalocsa an heitern Tagen viermal grösser, als an trüben Tagen; während anderseits die Amplitude der doppelten Periode nur um 20 % grösser ist. Vollends entgegengesetzt ist aber das Verhalten in bezug auf die Phasenzeit. Während die Phasenzeit der einfachen Periode um 12 Stunden verschoben erscheint, d. h. die einfache Welle bei trübem Wetter umgekehrt auftritt, bleibt die Phasenzeit der doppelten Welle ganz unberührt. Die Übereinstimmung bis auf 1′ mag als zufällig

---

1) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 272.

gelten; es würde ja eine Genauigkeit bis auf zwei Zeitsekunden bedeuten. Es möge noch bemerkt werden, dass der hier berechnete konstante Phasenwinkel von 136° auch mit den anderwärts auf dem Erdkreise berechneten überraschend übereinstimmt, namentlich aber, dass der aus den Barogrammen von Boroma in Südafrika (— 16° Breite) berechnete ebenfalls 137° ergab; der Zeitunterschied würde da nur etwas über eine Minute betragen. Diese Konstanz charakterisiert die doppelte Welle als eine Erscheinung kosmischen Ursprunges.

Der Luftdruck erreicht in Kalocsa sein tägliches Hauptmaximum etwas nach 10^h vormittags mit + 0.39 *mm*, das Hauptminimum um 4^h 30^m nachmittags mit — 0.44 *mm* unter dem Mittel, die sekundären Extreme treten zurück. Bei trübem Wetter aber beträgt die Amplitude der einfachen Welle nur die Hälfte jener der doppelten Welle; diese gelangt demnach zur Herrschaft, und man hat in Kalocsa sodann täglich zwei hervortretende Maxima.

Vergleichung der Barogramme von einigen Orten rings um Wien. Max Margules hat[1]) die Barogramme von Wien und vier je 60 *km* entfernten Orten, der sieben Monate August 1896 bis Februar 1897 miteinander verglichen. Die bei dieser Arbeit gewonnene Erfahrung lässt sich kurz zusammenfassen:

Die Aufzeichnungen genügen, um zu Zeiten dauernder SO- oder NW-Winde die Druckverteilung in Niederösterreich zu erkennen. Die grössten Barometerdifferenzen kommen bei südöstlichen Winden vor, zwischen Pressburg und Krems oft 4—5 *mm*. Die Windgeschwindigkeit in Wien ändert sich — auch bei sonst gleichen Umständen — nicht annäherungsweise proportional mit dem Gradienten.

Bei Westwinden findet man zumeist nur kleine Barometerdifferenzen zwischen den entferntesten Orten, selten über 3 *mm*. Die Stürme — in Wien fast alle aus W und WNW — treten unter sehr verwickelten Verhältnissen auf, die Druckverteilung lässt sich nach den Aufzeichnungen der fünf Stationen nicht genügend sicher konstruieren.

Bei der Einrichtung des Kreuzes von Barographenstationen war die Absicht zunächst auf das Studium der Gewitterkurven gerichtet. Auch für diesen Zweck erweist sich die Zahl der Stationen als unzureichend. Die Zacken und Stufen der Barogramme haben zumeist in den fünf Orten ganz verschiedene Formen; mit der doppelten Anzahl von Registrierapparaten würde es leicht gelingen, den stetigen Übergang von einer Kurve zur nächsten zu verfolgen.

16. Wolken.

Wolken und Wolkenbeobachtung. H. Helm Clayton veröffentlicht, auf grund der Beobachtungen am Blue Hill Observatorium

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 241 u. ff.

in Nordamerika eine wichtige Arbeit über Wolkenbeobachtungen[1]) von der C. Kassner eine eingehende kritische Analyse giebt[2]), der das Folgende entnommen ist.

Eine Einteilung der Wolken für wissenschaftliche Zwecke muss Form, Höhe und Entstehung beachten. »In der ersten Zeit war nur die Form massgebend, während man später einsah, welche Bedeutung das Wolkenstudium für die Erkenntnis der Luftströmungen hat, und daher auch die Höhe und Ortsveränderung der Wolken berücksichtigte; bei dem internationalen System sieht Clayton gerade in der Einführung der Gruppen hoher, mittlerer und niedriger Wolken den grössten Fortschritt gegenüber Howard's System. Ersteres unterscheidet vier Formen: a) weit ausgebreitete oder schleierartige, b) gut begrenzte oder runde Formen, c) Wolken im aufsteigenden Luftstrome, d) gehobener Nebel als horizontale Wolkendecke. Hiergegen macht der Verfasser einige Einwendungen. Nach diesem Prinzip gehört der Cirrus als gut begrenzte Wolke mit dem Alto-cumulus, der runde Formen zeigt, in eine Klasse; Stratus könnte sowohl unter d, wie auch unter a eingereiht werden. Daher schlägt der Verf. folgendes Haupteinteilungsprinzip vor: a) Cirrusformen, vereinzelte Wolken von faserigem oder federförmigem Gewebe, b) Flockenformen, Wolken in Flocken oder Gruppen, meist nur in losem Kontakt, c) Haufenformen, gutbegrenzte, kuppelförmige oder durchbrochene weisse Wolken mit dunklen Schatten, im aufsteigenden Luftstrom sich bildend, d) Schichtformen, weit ausgebreitete oder schleierartige Wolken in horizontalen Schichten, teils auch nur in Fragmenten solcher Schichten. Hier ist nur die Form massgebend, während die Unterabteilungen durch die Höhe und dann wieder durch den Ursprung der Wolken gebildet werden.

An der Hand der Beobachtungen in Berlin, Upsala, Storlien und Blue Hill zeigt Clayton, dass es in der Atmosphäre bestimmte Schichten giebt, in denen Wolken häufiger sind als dazwischen, und zwar treten diese Schichten sowohl in der jährlichen wie täglichen Periode deutlich hervor. Er zeigt ferner, dass sie durch bestimmte Wolkenformen charakterisiert werden, die wieder mit ihrer Bildung in Verbindung stehen. So kommt er im Anschlusse an Vettin zu dem Resultate, dass die Wolken mit der Höhe auch ihre Form ändern und dass man mindestens fünf Schichten unterscheiden müsse. Hat man daher eine Wolkeneinteilung, die diesen Überlegungen Rechnung trägt, so leuchtet sofort deren Nutzen für das Studium der atmosphärischen Bewegungen ein, da man aus der Form der Wolke auf ihre Höhe schliessen kann, wenn natürlich auch Ausnahmen in bezug auf die Höhe vorkommen werden. Auf Grund solcher Erwägungen gelangte der Verf. zu folgendem Systeme:

Schicht	Mittl. Höhe	Grösste Häufigkeit
Cirrus	0.5 *km*	0.6 *km*
Cirro-cumulus	1.6	1.2— 1.7
Alto-cumulus	3.8	3.0— 4.4
Cumulus	6.6	5.8— 7.2
Stratus	8.9	8.5—10.0

Das Beiwort nimbiformis wird dann gebraucht, wenn die Wolken regendrohend aussehen, ferner bedeutet Cu-Ni collare den Wulst- oder Roll-Cumulus; die andern Namen sind leicht erklärlich. Sodann werden

---

[1]) Annals of the Astr. Observ. of the Harvard College. **30.** part. IV. Cambridge 1896.

[2]) Meteorologische Zeitschrift 1897. Litteraturbericht. p. (31).

Schicht	Stratiforms	Cumuliforms	Flocciforms	Cirriforms
Stratus . .	Str (fracto Str) Ni (fracto-Ni) Str nimbiformis	Cu informis	Ni cumuliformis Str-cu nimbiformis	
Cumulus . .	A-Ni (flocci-Ni)	Cu (fr-Cu) Cu-Ni Cu-Ni collare	Str-Cu	
Alto-cumulus	A-Str nimbiformis (A-Str tenuis)	Tonitro-Str od. A-Str tonitrus	A-Cu A-Cu tenuis	
Cirro-cumul..	Velo-Ci-Str (Velo-Str tenuis)	Tonitro-Ci (falscher Ci)	Ci-cu (grano Ci-cu)	
Cirrus . . .	Ci-Str (lacto Ci-Str)		Flocci-Ci	Ci Tracto-Ci Velo-Ci

noch folgende Zusätze vorgeschlagen: m = mammatus, un = undulatus, l = linsenförmig, tr = Wolkenbanden, pr. = Wolkenfasern oder Regenstreifen, die nicht auf die Erde hinabreichen. Ausser obigen Formen unterscheidet der Verf. noch einige Varietäten, die er zum Teil durch Abbildungen erläutert.

Weiter bespricht Clayton den jährlichen und täglichen Gang der Bewölkung. Das Maximum tritt im Mai und Juni, das Minimum schon im Juli ein, um dann bis zum März stetig zuzunehmen, während der April wieder geringere Bewölkung zeigt. Diese Periode ist gänzlich verschieden von der Niederschlagshäufigkeit, welche ihr Maximum im Winter und ihr Minimum im Sommer hat, wogegen die Regenmenge am grössten im August, am kleinsten im Juni ist. Die tägliche Periode zeigt Maxima zwischen 4 und 6^h vormittags und zwischen 12^h nachmittags und 2^h nachmittags, ein gut ausgesprochenes Minimum findet gegen 9 und 10^h vormittags statt.

Bei der Frage nach dem täglichen Gange der Bewölkung in den oben erwähnten fünf Schichten konnten nur die Beobachtungen von 7^h vorm bis 10^h nachm. aus 1887 und 1888 benutzt werden. Wolken der Stratusschicht zeigen ein Maximum um die Zeit des Temperaturminimums, ein Minimum gegen Mittag, »ein Anzeigen dafür, dass vermehrte Kondensation der Abkühlung der unteren Luftschichten durch nächtliche Ausstrahlung zuzuschreiben ist, und für die Verdunstung der niedrigen Wolken durch Einstrahlung tagsüber.« In ähnlicher Weise werden auch die Kurven für die übrigen Schichten erörtert; besonders zu erwähnen ist daraus, dass das Maximum am Nachmittage von der Cumulusschicht (1^h nachm.) sich aufwärts immer mehr verspätet bis zur Cirrusschicht (5^h nachm.). Alle Schichten ausser der zweitobersten (Ci-cu) zeigen keine wesentlich verschiedenen Kurven in Cyklonen oder Anticyklonen, nur bei der eben erwähnten findet im Cyklonalwetter eine ständige Zunahme bis zum Abende hin statt.

Die Monate mit der geringsten relativen Feuchtigkeit (März und April) zeigen ein Vorwiegen des Cumulus, die mit der grössten (August bis Oktober) ein Vorwiegen des Stratus.

In dem Kapitel »Beziehung der Wolken zum Regenfalle«, das einen zahlenmässigen Beleg für die bekannte Verteilung der Wolkenformen im Cyklonalgebiete giebt, wird gezeigt, dass die erste Wolke (meist Cirrus) nach einem wolkenlosen Intervalle 15—20 Stunden vor dem Regen erscheint, die letzte 5—9 Stunden nach demselben verschwindet. Für die dabei aufgestellte fünfzehnstündige Regenperiode scheint die Zahl der Beobachtungen noch nicht genügend zu sein. Innerhalb 24 Stunden regnete es nach dem Auftreten von:

Cirrus	in 33 %
Cirro-cumulus . . , ...	» 36 »
Cirro-Stratus	» 44 »
Alto-Cumulus	» 45 »
Alto-Stratus	» 68 »

Dabei ist die normale Regenwahrscheinlichkeit 43%. Es ergiebt sich, dass Wolkenformen allein im allgemeinen nicht für Regenvorhersage über 24 Stunden hinaus benutzt werden können, aber für einige Stunden voraus kann ein Beobachter mehr Vorteil daraus als aus Wetterkarten ziehen.

Das fünfte Kapitel bespricht die Beziehungen der Wolken zu Cyklonen und Anticyklonen und zeigt, dass die Beobachtungen die Hypothese bestätigen, wonach das Zentrum der Kondensation in der Cyklone durch die obern Luftströme dem Zentrum der Windbewegung an der Erdoberfläche etwas vorangetragen wird, und zwar im Winter (nach NE) mehr als im Sommer (nach E). Innerhalb 400 miles (650 *km*) vom Zentrum des Wolken- und Regenmaximums, das selbst im Mittel um 150 miles (240 *km*) ONO vom Cyklonenzentrum liegt, ist der Nimbus am häufigsten, ausserhalb, besonders nach N zu, der Cirrus. Je höher eine Wolke, um so weiter ab vom Zentrum. Bei den Anticyklonen liegt entsprechend das Minimum der Bewölkung gleichfalls im NO des Zentrums, aber im allgemeinen noch weiter von demselben; gegenüber im SW liegt das Maximum. Je höher eine Wolke, um so näher dem Zentrum. Verf. macht bei der graphischen Darstellung der cyklonalen Bewölkung auf die Ähnlichkeit jener mit einem Sonnenflecken aufmerksam, wodurch die Hypothese von E. von Oppolzer über letztere als Anticyklonen eine neue Stütze erhalte.

Im sechsten Kapitel behandelt der Verf. zunächst »beobachtete Entstehungsarten von Wolken«, indem er eine grosse Zahl von Wolkenbildungen schildert und ihre Erklärung giebt. Sodann stellt er Betrachtungen über die allgemeinen Ursachen der Wolkenbildung« an. Im Grunde genommen ist dieselbe in der Abkühlung der Luft zu suchen, und zwar entweder durch Strahlung, Expansion, Mischung oder Lufttransport. Die entstehende Form der Wolke wird beeinflusst: durch verschiedene Windgeschwindigkeit in wachsenden Höhen, durch verschiedene Richtung zweier übereinander wegstreichender Luftströme und drittens durch Reibung zweier verschieden warmer und dichter Luftströme (Wogenbildung). Die Heranziehung der Elektrizität zur Erklärung mancher Wolkenformen hält der Verf. nicht für nötig. Er erörtert dann ausführlich, wie die gewöhnlichen Wolkenformen entstehen, und zeigt auch hierin, wie sorgfältig er diese Vorgänge beobachtet hat; doch gestattet der Raum nicht, näher darauf einzugehen. Da jede typische Form nahezu in derselben Höhe auf der ganzen Welt gefunden wurde, so folgt, dass bestimmte Luftdruck- und Temperaturverhältnisse für die beste Erzeugung eines bestimmten Typus erforderlich sind. Der höhern Temperatur entspricht im allgemeinen der Cumulus, der niedern der Stratus und Cirrus.

Das siebente Kapitel ist der jährlichen und täglichen Periode des Windes und Wolkenzuges gewidmet. Im Jahresmittel kommen Wind und Wolken vornehmlich aus W, jedoch in der mittelsten (A—Cu) Schicht etwas südlicher als unten und oben, während Vettin für Berlin es gerade umgekehrt fand. Im Sommer ist die Cirrusrichtung etwas nördlicher als im Winter, in Europa ist es wieder entgegengesetzt. Beide Resultate bringt Clayton damit in Verbindung, dass Blue Hill nach O zu das Meer habe, Berlin, wie auch der grösste Teil Europas aber nach W; im Sommer expandiert die Luft über Kontinenten mehr als über Ozeanen, daher dort in höhern Schichten höherer Druck und Abfliessen der Luft aus NW an der O-Seite, aus SO an der W-Seite der Kontinente, umgekehrt im Winter. »Der Gradient der obern Schichten, der durch Temperaturdifferenzen zwischen Äquator und Pol verursacht ist, und der die allgemeine westliche obere Luftströmung hervorbringt, ist einer täglichen Schwankung wegen

der beim Äquator grössern Tagesschwankung der Temperatur als beim Pol unterworfen. Diese sucht wieder den Gradienten zwischen beiden während der wärmsten Tagesstunden zu vermehren und erklärt vielleicht die Zunahme der Geschwindigkeit in der Cirrusschicht. Die Stunden der grössten Häufigkeit jeder Wolkenzugrichtung zeigen die Tendenz, den Kompass in 24 Stunden zu umkreisen, und zwar in allen Schichten.«

Im achten Kapitel werden die Ergebnisse von Vettin, Richter, Ley, Hildebrandsson und Akerblom bestätigt. »Cyklonen bewahren im allgemeinen dieselbe Drehrichtung oben wie unten, bei den Anticyklonen kehrt sie sich nach oben teilweise oder gänzlich um. Eine Cyklone darf nicht als Wirbel der Atmosphäre, wie ein Flusswirbel, angesehen werden, weil die höchsten Luftströme eine resultierende Drift haben, die dreissigmal grösser ist als unten und daher bald den Wirbel zerstören müsste. Die cyklonale Zirkulation muss eher als ein beständiges Sicherneuern und Kämpfen gegen wechselnde Driftgeschwindigkeit mit der Höhe angesehen werden.« Die Gewitterwolken folgen in ihrer Richtung den obern Wolken.

Im neunten Kapitel wird die Beziehung des Cirruszuges zum Temperaturgradienten an der Erdoberfläche untersucht und gefunden, dass der Cirruszug vorwiegend senkrecht zum Gradienten, also in Richtung der Isothermen erfolgt, und zwar um so mehr, je grösser der Gradient. »Höhere Temperatur auf der einen Seite verursacht höhern Druck oben, niedrigere auch niedrigern Druck, so dass oben die Isobaren den Isothermen parallel sind«; wo aber wie oben die Reibung gering ist, folgt die Luftströmung und somit der Cirruszug den Isobaren. »Drei Faktoren bestimmen hauptsächlich den Druckgradienten oben und den Cirruszug: 1. Der Temperaturgradient infolge der in gemässigten Breiten fast ständig westöstlich vorüberziehenden warmen und kalten Wellen; 2. der permanente Temperaturgradient zwischen Äquator und Pol, der vielleicht beeinflusst wird durch den jahreszeitlichen Gradienten zwischen Kontinent und Meer; 3. der Druckgradient in Cyklonen und Anticyklonen. Letztere scheinen, abgesehen von den untern Schichten, von relativ geringer Bedeutung zu sein; die Atmosphäre als Ganzes betrachtet, sind sie nur sekundäre Erscheinungen in der grossen Zirkulation, die warme und kalte Wellen begleiten.« Hiernach fragt es sich, ob nicht das Erscheinen von Cirren zu Temperaturvorhersagen benutzt werden kann; nun zeigt sich wohl ein Zusammenhang zwischen Zugrichtung und Wärmeänderung, aber doch nicht in genügend hohem Grade.

Hingegen wird im zehnten Kapitel eine enge Beziehung zwischen der Geschwindigkeit der Cirren, der Stürme in den Vereinigten Staaten und des Windes am Blue Hill, sowie anderer Witterungserscheinungen aufgedeckt:

Mittlere Cirrusgeschwindigkeit (*m* p. s.)		22	31	40	47	68
Mittlere Sturmgeschwindigkeit (*m* p. s.)		9	11	13	14	15
Verhältniss beider		2.4	2.8	3.1	3.4	4.5
Interdiurne Veränderlichkeit	Druck (*mm*)	2.8	3.0	4.6	4.8	5.8
	Temperatur (° C.)	2.1	2.3	2.9	3.6	4.3
Regenveränderlichkeit in Prozenten		19	37	39	31	51

Der Verf. hofft, dass aus solcher Erkenntnis die Wetterprognose manchen Nutzen ziehen wird.

Das nächste Kapitel handelt von den Cirrusbanden und den Wogenwolken. im Winter kommen die Banden aus W, im Sommer mehr aus SW; sie ziehen vorwiegend in ihrer Längsrichtung, wie auch Ley für England und Linss für Deutschland fand, während Hamberg zu anderem Resultate gelangte. Je grösser die Zuggeschwindigkeit, um so häufiger ziehen sie in ihrer Längsrichtung. Die mittlere Geschwindigkeit der Banden (37 *m* p. s.) ist gleich der der Cirren überhaupt (36.5 *m*), während Ley jene grösser fand. Bei den Wogenwolken meint Clayton im Gegensatze zu Abercromby, dass sie am ganzen Himmel unter sich parallel sind,

doch lassen sich auch manche Ausnahmsfälle denken. Auch darin kann Ref. dem Verf. nicht beistimmen, dass er Wogenwolken und Polarbanden identifiziert und sagt, als letzteres seien von manchen Meteorologen fälschlich die Cirrusbanden bezeichnet, während doch schon die Entstehung der Wogenwolken eine solche Identifizierung ausschliesst, und gerade Cirrus- und Polarbanden identisch sind.

Im zwölften Kapitel erörtert der Verf. die Verwendung von Wolkenbeobachtungen zur Wettervorhersage, jedoch gelten die hier gewonnenen Resultate hauptsächlich für Amerika und werden für Europa manche Änderungen erfahren.

17. Niederschläge.

Die tägliche Periode des Niederschlages in Triest ist von E. Mazelle untersucht worden[1]).

Auf grund dreijähriger kontinuierlicher Aufzeichnungen eines Rung'schen Ombrographen wurden die tägliche Periode der Regenmenge, der Häufigkeit, der Regendauer, der Intensität und der Regenwahrscheinlichkeit berechnet.

In bezug auf die Regenmenge wurde gefunden, dass der tägliche Gang zu allen Jahreszeiten vier Maxima und vier Minima aufweist. Die Maxima finden sich morgens, vormittags, nachmittags und in den ersten Nachtstunden und schwanken je nach den Jahreszeiten um die Stunden von beiläufig 4^h vormittags, 10^h vormittags, 3^h nachmittags und 10^h nachmittags. Die grösste Amplitude weist der tägliche Gang des Sommers auf.

Die tägliche Periode der Regenhäufigkeit zeigt mit Ausnahme des Sommers einen ähnlichen Verlauf wie die der Regenquantität. Im Frühlinge und Herbste gehen die Extreme der Häufigkeit jenen der Quantität voraus. Die Sommer-Gangkurve zeigt hingegen nur eine einfache Periode mit einem Maximum, welches mit dem Herbst-Maximum (der Sommer-Gangkurve der Quantität) der Zeit nach (2^h vormittags) übereinstimmt.

Die sodann zur Bestimmung gelangte tägliche Periode der Regendauer, welche im allgemeinen jener der Häufigkeit entspricht, wurde zugleich benutzt, um einen Vergleich anzustellen mit dem vom Verfasser schon früher berechneten täglichen Gange der Regendauer für Pola, wobei auf eine Übereinstimmung der Eintrittszeiten der Maxima hingewiesen werden konnte.

Die tägliche Periode der Intensität des Regenfalles stimmt mit der der Regenmenge überein.

Aus der Häufigkeit der Regenstunden wurde die Regenwahrscheinlichkeit für jede Tagesstunde berechnet. Es ergiebt sich zu allen Jahreszeiten die grösste Regenwahrscheinlichkeit in der Nacht oder in den ersten Morgenstunden. Um die Verteilung der Niederschläge verschiedener Grösse auf die einzelnen Tagesstunden

[1]) Anzeiger der kais. Akademie d. Wiss. in Wien. Jahrg. 1897. Nr. 19. p. 198.

näher kennen zu lernen, wurden dieselben nach ihrer Grösse in Gruppen geordnet, wobei aber, da die schwachen Niederschläge zugleich die weitaus häufigsten sind, für diese die Grenzen enger gezogen wurden. Unter 1000 Regenstunden fallen kleine Niederschläge von 0.1 bis 0.3 *mm* im Winter durch 436, im Frühlinge durch 423, im Sommer durch 351 und im Herbste durch 374 Stunden.

Die sodann zur Berechnung gelangte Regenwahrscheinlichkeit für bestimmte Schwellenwerte (≧ 1 *mm*, > 5 *mm*, ≧ 10 *mm*, ≧ 20 *mm*) ergeben im ganzen und grossen einen übereinstimmenden Gang mit dem der Regenmenge. Die Wahrscheinlichkeit, mit welcher im Winter ein Regen ≧ 1 *mm* pro Stunde im Mittel zu erwarten ist, beträgt 0.312, im Sommer 0.445; für einen Niederschlag ≧ 5 *mm* 0.018 gegen 0.131.

Bei der Bearbeitung der Autographen-Aufzeichnungen wurden die stärksten Regengüsse besonders untersucht. Es mag hier hervorgehoben werden, dass von diesen 6% auf den Winter fallen, je 22% auf den Frühling und Herbst und 50% auf den Sommer. Der stärkste Regenguss war im September zu beobachten, wo in 0.1 Stunde ein Niederschlag von 10 *mm* Höhe niederging und daher, falls er mit gleicher Intensität andauern könnte, in einer Stunde ein Regen von 100 *mm* gemessen werden könnte.

Zum Schlusse wurde noch eine Trennung sämtlicher hier zur Bearbeitung gelangten Niederschlagselemente nach der Tages- und Nachthälfte vorgenommen, und zwar derart, dass die Stunden von 6^h vormittags bis 6^h nachmittags den Tag bilden. Es soll hier nur kurz erwähnt werden, dass der Nachtregen im allgemeinen einen höhern Betrag erreicht, als der Niederschlag während des Tages, dass auch die Häufigkeit und die Regendauer während der Nacht grösser sind, und dass dieses Übergewicht im Sommer am stärksten ausgeprägt ist. Dasselbe gilt für die Regenintensität und natürlich auch für die Regenwahrscheinlichkeit. Es kommt sodann die verschiedene Häufigkeit der einzelnen Niederschlagsgruppen zur Besprechung und als Abschluss die Berechnung der Wahrscheinlichkeit einzelner Schwellenwerte für die Tag- und für die Nachthälfte. Die Wahrscheinlichkeit eines Niederschlages ≧ 1 *mm* pro Stunde ist zu allen Jahreszeiten nachts immer grösser als tagsüber; ebenso der Niederschlag ≧ 5 *mm*, letzterer jedoch mit Ausnahme des Winters. Noch grössere Niederschläge, ≧ 10 *mm* und ≧ 20 *mm* pro Stunde, kommen im Frühlinge und Herbste tagsüber mit grösserer Wahrscheinlichkeit vor als während der Nacht. Für den Sommer findet sich hingegen für sämtliche Schwellenwerte die grössere Wahrscheinlichkeit des Eintreffens zu den Nachtstunden.

Eine Übersicht über die Regenverhältnisse Europas gab Herbertson in der Sitzung der schottischen meteorologischen Gesellschaft vom März 1897[1]). Er wies zunächst darauf hin, dass die

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 307.

gebirgigen Gegenden feuchter sind als die Ebenen, und dass der W weit feuchter ist als der O. Bei Betrachtung von vier typischen Monaten: November, Februar, Mai und August, zeigte er, dass im November in den Mittelmeerländern ein Regenüberschuss vorhanden ist; im Februar hat Europa (den extremen W ausgenommen) weniger Regen als in den andern Monaten. Im Mai hat dagegen der extreme W und das Zentrum von Europa weniger Regen als in den andern Monaten. Im August sind die Mittelmeerländer nahezu regenlos. Februar ist trocken wegen des hohen Luftdruckes über Sizilien und den von hier herstammenden Winden. August ist trocken in den Mittelmeerländern, weil der Passat nach N in diese Gegend getrieben wird. Für die Westküste sind die Monate April, Mai und Juni die trockensten, August ist vielfach regenreich. Im September sind das Loire-Gebiet, östlich der Ardennen und der östliche Harz jene Gegenden des Kontinents, wo Ferienreisende am ehesten trockenes Wetter erwarten dürfen.

Die Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen in Norddeutschland 1894. Prof. Hellmann hat die Ergebnisse der Beobtungen an der Regenstation dieses Netzes diskutiert und veröffentlicht[1]. Die Messung der Niederschläge erfolgt um 7^h morgens, und wird der gefundene Betrag dem Messungstage selbst gutgeschrieben. Die Zahl der Stationen betrug 1793. Die Stationen werden so aufgeführt, dass man bei jeder beliebigen eines Flussgebietes die oberhalb gelegenen ohne weiteres übersehen kann. Von Interesse sind die Angaben über grosse Niederschläge in kurzer Zeit, wie solche z. B. bei Gewitterregen oft vorkommen. Man ersieht daraus deutlich, dass die Intensität des Niederschlages mit wechselnder Dauer desselben regelmässig abnimmt. Sehr starke Niederschläge fielen vom 15. bis 17. März 1894 im westlichen Teile von Schlesien, Posen und Hinterpommern, meist in Form von Schnee. Nach den Untersuchungen von Hellmann waren sie auf einen schmalen Streifen beschränkt, der vom obern Elbgebiete über die Sudeten nordwärts bis an die Ostsee verläuft. Die Ursache derselben ist in einer Depression zu suchen, die östlich vom Niederschlagsgebiete von Süden nach Norden gewandert ist.

Der tägliche und jährliche Gang des Niederschlages zu Berlin ist auf grund der Aufzeichnungen des selbstregistrierenden Regenmessers auf dem Dache der landwirtschaftlichen Hochschule von Prof. R. Börnstein untersucht worden[2]. Es findet sich, dass die Regenhöhe (in Millimetern) und die Regenhäufigkeit (in Stunden) einen gleichmässigen jährlichen Gang haben, zusammen steigen und

[1]) Veröffentlichungen des kgl. preuss. Meteorologischen Institutes. Herausgegeben von Wilhelm v. Bezold. Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen im Jahre 1894. Berlin 1897.

[2]) 14. Jahresbericht der Berliner meteorologischen Gesellschaft.

sinken, mit Ausnahme der letzten Monate, da vom November bis Januar die Menge sinkt, und die Häufigkeit steigt (der stärkere Wind und die grössere Wirkung desselben auf den Schnee mögen diese Differenz wenigstens zum Teil veranlassen). Ferner zeigt im Sommer die Niederschlagsmenge ein Maximum, die Häufigkeit aber ein Minimum, d. h. die Regenfälle sind im Sommer seltener, aber ergiebiger als in der kalten Jahreszeit. Bemerkenswert sind noch die beiden Maxima der Häufigkeit im März und Oktober, welchen sekundäre Maxima der Menge entsprechen; der April hat nur eine geringe Regenhäufigkeit und wird hierin nur vom August und September übertroffen. — Bezüglich des täglichen Ganges lässt der Niederschlag Maxima am frühen Morgen und am Nachmittage erkennen, ungefähr zur Zeit der beiden täglichen Temperaturextreme; das Morgenmaximum tritt mehr im Winter, das Nachmittagsmaximum vorzugsweise im Sommer hervor; im Sommer pflegt einige Stunden nach dem Nachmittagsmaximum noch ein drittes Maximum zu folgen, welches in den Wintervierteljahren nur schwach angedeutet ist. Zur sichern Festlegung dieses abendlichen Maximums sind längere Beobachtungsreihen erforderlich.

Die Abfluss- und Niederschlagsverhältnisse Böhmens sind auf grund des sämtlichen vorhandenen Materiales von Dr. V. Ruvarac dargestellt worden[1]), und diese Arbeit ist um so wichtiger, als ein Beobachtungsmaterial von gleicher Güte und Vollständigkeit schwerlich aus einem andern Teile Mitteleuropas beigebracht werden könnte. Prof. Penck hat deshalb die Arbeit Ruvarac's einer eingehenden Analyse unterzogen und daran die Diskussion einer Anzahl von Fragen über die Verdunstung und den Abfluss der meteorischen Wasser geknüpft[2]). Aus dem Schlussabschnitte der Penck'schen Arbeit ist folgendes hier hervorzuheben:

»In den anderthalb Jahrzehnten von 1876—1890 ist im böhmischen Elbgebiete nach den Ermittelungen Ruvarac's eine Regenmenge von durchschnittlich jährlich 35.29 *ckm* gefallen. Dem entspricht eine mittlere Regenhöhe von 692 *mm*. Diese Normalhöhe wird auf 57.6 % der Fläche des Landes vom Regenfalle nicht erreicht, auf 42.4 % derselben überschritten. Letzteres geschieht vornehmlich in den randlich gelegenen und zugleich hohen Partien. Hier steigt auf den Kämmen des Böhmerwaldes, des Riesen- und Isergebirges, sowie auf der Höhe des Erzgebirges die mittlere jährliche Niederschlagshöhe auf über 1200 *mm*. In den mittlern, tief gelegenen Partien aber sinkt sie auf knapp über 400 *mm*. Eine regelmässige Zunahme des Niederschlages mit der Höhe ist aber nicht vorhanden. Deutlich sondern sich Regenseite und Regenschatten bei den randlichen und auch selbst bei den zentralen Erhebungen. Das im Regenschatten des Böhmerwaldes befindliche obere Moldauthal hat in 700 *m* Höhe Niederschlagssummen von 600—700 *mm*, die man auf den böhmischen Vorlagen des Riesengebirges bereits in 400 *m* Meereshöhe antrifft. Sehr regenreich sind die Westgehänge des Duppauer Gebirges und Brdywaldes, regenarm hingegen deren Ostabdachungen. Die geringsten Niederschlags-

[1]) Penck, Geogr. Abhandlungen. 5. Heft 5.
[2]) A. a. O. p. 461 ff.

höhen trifft man ferner nicht an den tiefsten Stellen des Landes, sondern am Ostfusse der Gebirge, so am Fusse des Erzgebirges in der Gegend von Brüx, wo sich die Regensumme auf knapp über 400 *mm* erhebt, so in der Saazer Gegend im Regenschatten des Duppauer Gebirges, so nördlich Prag in den Landschaften östlich vom Zbanwalde, so ferner östlich vom Brdywalde unfern Przibram und in der Senke nordöstlich vom Böhmerwalde, wo der Niederschlag in einer Meereshöhe von über 400 *m* auf unter 500 *mm* im Mittel sinkt.

Die auffällige Symmetrie im morphologischen Aufbaue des böhmischen Elbgebietes giebt sich nicht in der Verteilung der Niederschläge zu erkennen. Die Westhälfte des Landes tritt in Gegensatz zur Osthälfte; sie liegt vorwiegend im Bereiche des Regenschattens der Randerhebungen; der Osten wird hingegen von den aus Westen kommenden Regenwinden reicher benetzt. Wird das obere Moldaugebiet bis Moldauteinitz, das Wottawa-, Beraun- und Egergebiet als Westen, das Gebiet der Lainsitz-(Luschnitz), Sazawa und Kleinen Elbe als Osten genommen, so erhält man zwei nahezu gleiche Teile.

Man sieht deutlich, dass der Westen grösstenteils weniger, der Osten hingegen mehr Niederschlag geniesst als das Gesamtgebiet. Dementsprechend ist die mittlere Regenhöhe des Westens (684 *mm*) geringer als die des Ostens (731), und die symmetrisch gelegenen Flussgebiete haben verschiedene Niederschlagshöhen.

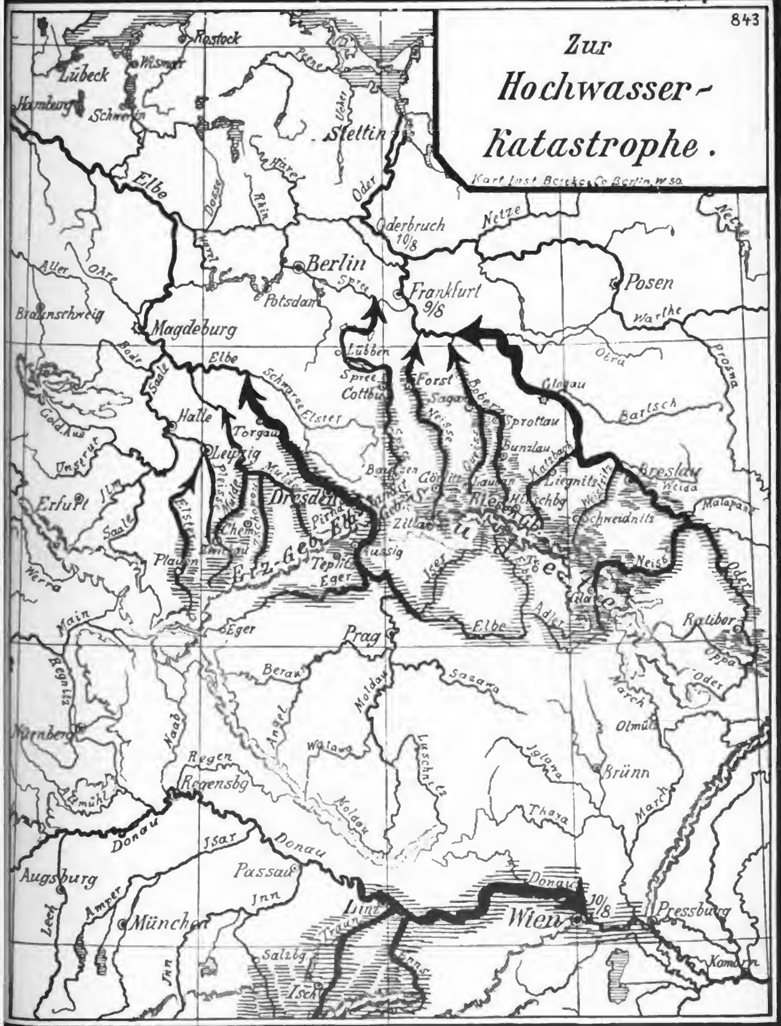
Mit Ausnahme des Lainsitzgebietes sind alle östlichen Flussgebiete die regenreichern.

Die mittlere Niederschlagshöhe von Böhmen erfährt zeitlich Schwankungen periodischer und aperiodischer Art. Die periodische äussert sich darin, dass die mittlere Niederschlagshöhe des gesamten Gebietes sich von Jahr zu Jahr ändert. Sie sank 1887 auf 547 *mm* und hob sich 1890 auf 858 *mm*; ihre Amplitude war sohin 311 *mm*. Es fielen also im untersuchten 15jährigen Zeitraume über Böhmen einmal nur 27.9 *ckm*, ein andermal 43.76 *ckm* Regen im Jahre, also 15.86 *ckm* mehr. Die aperiodischen bestehen darin, dass der allgemeine Gang der periodischen nicht von allen Stationen geteilt wird. Von den 53 untersuchten Stationen hat in jedem Jahre eine in bezug auf ihr 25jähriges Mittel 25 % Niederschlag mehr, eine andere 25 % weniger als die Gesamtheit der Stationen im Vergleiche zu ihrem langjährigen Mittel.

Die aperiodischen Schwankungen gleichen sich erst im vieljährigen Mittel aus. Eine oder einige Stationen genügen noch keinesfalls, um die Schwankungen des Niederschlages über einem grössern Gebiete festzustellen.

Die Regenmenge von durchschnittlich 35.3 *ckm* jährlich fällt grösstenteils der Verdunstung anheim, welche jährlich 25.5 *ckm* Wasser aus Böhmen entfernt, entsprechend einer 500 *mm* mächtigen Schicht. Dazu ist dieselbe Wärmemenge nötig wie zum Schmelzen einer 3.750 *m* mächtigen Eisschicht, also 18 % der gesamten, bei heiterem Himmel in Böhmen an die Erdoberfläche gelangenden Sonnenstrahlung.

Die Schwankungen im Betrage der Verdunstung sind in weit geringerem Umfange von den Schwankungen der Jahrestemperatur abhängig, als von jenen des Niederschlages. Je mehr es in Böhmen regnet, desto mehr verdunstet auch. Im regenärmsten Jahre wurde eine 422 *mm* mächtige, im regenreichsten eine 509 *mm* dicke Wasserschicht entfernt. Das eine Mal verdunsteten 21.53 *ckm* im Jahre, das andere Mal 30.09 *ckm*. Diese enge Beziehung zwischen Niederschlag und Verdunstung erklärt sich wie folgt: Unter Voraussetzung, dass keine Luftströmungen stattfinden, ist die Verdunstung an einem Orte von der Grösse der seiner geographischen Breite zukommenden Sonnenstrahlung begrenzt, welche man mit Hilfe der von Angot berechneten Intensität der Sonnenstrahlung und der Solarkonstanten leicht ermitteln kann. Damit sind die Maximalwerte der Verdunstung von einer Wasserfläche gegeben. Auf einer Landfläche



Die Überschwemmungs-Katastrophe in Deutschland 1897.

Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Jahrbuch VIII, 1897.
Tafel 4.

findet nun aber bloss dann eine Verdunstung statt, wenn Regen gefallen ist; je öfter und je mehr innerhalb der gegebenen Grenze es regnet, desto öfter und desto mehr kann sich die Verdunstung entfalten. Der günstigste Fall ist offenbar der, dass die Verteilung des Regenfalles dem jährlichen Gange der Intensität der Sonnenstrahlung entspricht. Hiernach ist die Verdunstung von einer Landfläche eine Funktion von der Grösse, Dichte und Verteilung ihres Niederschlages. Es kann daher wohl möglich sein, dass zwei in gleicher geographischer Breite befindliche Gebiete mit gleicher Regenhöhe doch recht verschiedene Verdunstungshöhen aufweisen, wenn die jahreszeitliche Verteilung des Regenfalles eine andere ist. Anderseits aber wird in einem gegebenen Gebiete in einer bestimmten Regenprovinz der Betrag der Verdunstung im wesentlichen von der Grösse und Dichte seines Niederschlages abhängig sein.

In Böhmen sind die beiden letztern Beziehungen der Verdunstung zum Niederschlage erkennbar, am deutlichsten die zur Regenhöhe. Die Zunahme der Verdunstung mit dem Niederschlage geschieht recht gleichmässig; dort, wo eine Ungleichmässigkeit entgegentritt, hängt sie wahrscheinlich damit zusammen, dass die Mehrung des Regenfalles in den betreffenden Niederschlagsintervallen mehr einer Steigerung der Regenhäufigkeit, denn einer solchen der Regendichte zuzuschreiben ist. Einer Steigerung des Regenfalles um 100 *mm* entspricht eine solche der Verdunstung im Elbgebiete von durchschnittlich 53 *mm*, im Moldaugebiete von nur 46 *mm*.

Die Niederschlagshöhe, welche gleich der zugehörigen Verdunstungshöhe ist, spielt eine wichtige Rolle für Berechnung der Verdunstungshöhe aus der Niederschlagshöhe. Ist letztere geringer als jener Wert, so ist die Verdunstungshöhe ihr gleich, und es bleibt nichts für den Abfluss. Ist sie hingegen grösser, so wächst die Verdunstung proportional der Differenz zwischen Niederschlag und dem genannten Grenzwerte, und es gelangt ein Teil jener Differenz zum Abflusse. Der Abfluss ist sohin proportional der Differenz zwischen beobachtetem Niederschlage und jenem Niederschlage, bei welchem Abflusslosigkeit eintreten würde.

Weit geringer als der Einfluss des Niederschlages ist jener der Temperatur auf die Verdunstung. Im Durchschnitte bringt eine Erhöhung der mittlern Jahrestemperatur von Böhmen um 1° nur eine Steigerung der Verdunstung um 19 *mm* hervor, also den Effekt einer Regenmehrung von 36 bis 46 *mm*. Man müsste die mittlere Jahrestemperatur Böhmens sohin um 10° erhöhen, damit die Verdunstung dem Regenfalle gleich käme. Bei mittlern Niederschlagsverhältnissen ist aber der Einfluss der Temperaturänderungen auf die Verdunstung weit stattlicher als im Durchschnitte. Eine Steigerung der mittlern Jahrestemperatur um 1° hat hier eine Mehrung der Verdunstung um 25 bis 30 *mm* zur Folge. Unter der Annahme, dass dieses Verhältnis auch für grössere Temperaturintervalle standhalte, würde Böhmen bereits bei einer Temperaturerhöhung von 5.8° abflusslos werden. Andere Berechnungen ergeben dafür einen grössern, andere einen geringern Betrag. Das ziffernmässige Ergebnis ist noch nicht recht gesichert.

Der Abfluss aus Böhmen ist relativ weit grössern Schwankungen unterworfen, als der Niederschlag und die Verdunstung. Im Mittel nur 9.8 *ckm* betragend, hat er sich (1890) auf 13.67 *ckm* gehoben, nachdem er drei Jahre vorher weniger als die Hälfte, nämlich nur 6.36 *ckm*, betragen hatte. Um ihn mit dem Niederschlage und der Verdunstung gut vergleichen zu können, empfiehlt es sich, ihn durch die Höhe jener idealen Wasserschicht zu messen, die er, dem Lande zurückgegeben, in einem Jahre bilden würde. Diese Höhe ist im Mittel für Böhmen 192 *mm*; im undurchlässigen Moldaugebiete ist sie geringer (177 *mm*) als im mehr durchlässigen Reste des Landes (209 *mm*). Diese regionalen Abweichungen vom Mittel der Gesamtgebiete sind grösser als die des zugehörigen Nieder-

schlages (—15 *mm* und +17 *mm* gegen —11 und +13 *mm*). Es variiert also der Abfluss regional stärker als der Niederschlag; er ist ausser von letzterem auch noch von andern Elementen, speziell von der Bodenbeschaffenheit abhängig.

Die Abhängigkeit des Abflusses vom Niederschlage ist proportional der Differenz aus Niederschlag und jenem Regenfalle, bei welchem Abflusslosigkeit eintritt. Ferner muss er, als die Differenz von Niederschlag und Verdunstung, mit beiden variieren und, gleich dieser, proportional dem Niederschlage, zunehmen. Es existiert ein bestimmtes Verhältnis zwischen Zunahme des Niederschlages und Mehrung des Abflusses. Dieses Verhältnis ist streng zu scheiden von dem allgemeinen Verhältnis zwischen Abfluss und Niederschlag, welches als Abflussfaktor bei hydrotechnischen Untersuchungen eine grosse Rolle spielt. Das Verhältnis zwischen Zunahme des Abflusses und des Niederschlages ist im allgemeinen für ein bestimmtes Flussgebiet konstant; der Abflussfaktor ist es nicht; er ändert sich mit dem Niederschlage, er ist umso grösser, je höher der Regenfall. Diese zeitlichen Variationen des Abflussfaktors sind weit bedeutender als die regionalen, infolge der verschiedenen Bodenbeschaffenheit, auf welche bisher fast ausschliesslich Gewicht gelegt worden ist. Er schwankt im böhmischen Elbgebiete zwischen 22.5 % und 31.4 %, wenn von dem Jahre 1876 abgesehen wird. Dabei bewegt er sich im vieljährigen Mittel in den beiden Hauptbestandteilen Böhmens, dem vorzugsweise impermeablen Moldaugebiete und dem streckenweise stark permeablen Reste, nur zwischen 26.0 %, beziehungsweise 29.6 %. Er ist also für eine undurchlässige Fläche kleiner als für eine durchlässige. Der Grund hierfür liegt darin, dass auf undurchlässigem Boden das Wasser an der Oberfläche bleibt, wo es der Verdunstung ausgesetzt ist, während es auf durchlässigem Gebiete einsickert; dadurch entzieht es sich der kräftigen Oberflächenverdunstung und kommt erst nach langem unterirdischen Wege wieder zutage. Dagegen ist das Verhältnis zwischen Zunahme des Niederschlages und des Abflusses für alle untersuchten Niederschlagshöhen für ein bestimmtes Gebiet konstant. Für das undurchlässige Moldaugebiet ist es grösser als für das gemischte Elbgebiet. Dies ist eine Folge der verschiedenen Schnelligkeit des Abflusses. Bei grossem Regenfalle rinnen die Wasser auf impermeablem Boden rasch ab, während sie in permeablem einsickern und in der Tiefe langsam weiterfliessen.«

»Die Jahreskurve der Verdunstung verläuft in der ersten Hälfte des Jahres über, in der zweiten Hälfte unter der Kurve für Niederschlagsabfluss. In der ersten Hälfte des Jahres ist also die Verdunstung grösser, als die genannte Differenz; es fliesst also mehr Wasser ab, als zu erwarten, die Gerinne werden teilweise durch die vorhandenen Vorräte gespeist. Umgekehrt fliesst in der zweiten Hälfte des Jahres zu wenig Wasser ab, ein Teil bleibt aufgespeichert.

Die Aufspeicherung beginnt im August; in diesem Monate fängt der Wasserspiegel der böhmischen Flüsse wieder an zu steigen, was naturgemäss auch mit einem Ansteigen der Grundwasser verbunden ist. Sie erreicht ihr Maximum im Dezember, wo 65 % aller Niederschläge als Schnee fallen. Dann mindert sie sich allerdings rasch, während im Januar bis März der Schnee noch mehr als die Hälfte der Niederschläge bildet, aber in diesen Monaten tritt auch zugleich häufige Schneeschmelze ein, welche die Flüsse vom Januar an regelmässig rasch anschwellt. Die Speisung übertrifft bereits im Februar die gleichzeitige Aufspeicherung und erreicht im Frühjahre ihre stattlichsten Werte.

Hierauf tritt sie im Juni wieder gegenüber den direkt abfliessenden Wassern der ergiebigen Sommerregen zurück und hört im Juli auf. Alles dies erscheint so naturgemäss, dass es Vertrauen zu den sich gleichzeitig ergebenden Werten der Aufspeicherung und Speisung einflösst. Beide machen rund ein Drittel der abfliessenden Wasser aus. Es ist also die

oft ausgesprochene Ansicht, dass ein Drittel des Regenwassers sofort verdunste, das andere Drittel abfliesse und das letzte in den Boden sickere, für das grosse Gebiet Böhmens dahin zu modifizieren, dass fast zwei Drittel alles Regens verdunsten, vom übrigen Drittel aber zwei Drittel sofort abfliessen, während der Rest, ein Neuntel des Niederschlages, zeitweilig als Schneedecke oder im Boden als Grund-, beziehungsweise Quellwasser aufgespeichert bleibt.

Die Frühjahrsschwellung der Flüsse ist die augenfällige Folge dieser im Winter geschehenden Aufspeicherung. Aber nach unserer Berechnung macht sich letztere nicht bloss im eigentlichen Hochwassermonate, dem Monate März, geltend, sondern namentlich auch später, nämlich im April und Mai, den Monaten grosser Lufttrockenheit. Nach unserer Untersuchung rührt fast alles im April und alles im Mai abfliessende Wasser von der Speisung durch die frühere Aufspeicherung her. Ohne letztere hätte Böhmen im Frühjahre kein Wasser in den Flüssen.

Es ist im allgemeinen das scheidende Jahr, welches für das kommende Wasser ansammelt. Ergeben sich nun in der zweiten Hälfte eines Jahres beträchtliche Abweichungen vom normalen Gange der Witterung, welche die normale Aufspeicherung stören, so macht sich dies in der Speisung der Flüsse des nächsten Jahres lebhaft fühlbar. Entfernt ein tüchtiges Tauwetter im Dezember hier schon die Schneedecke, so fliessen in dem zu Ende gehenden Jahre die Wasser ab, die für das nächste aufgespeichert waren; dieses erhält daher einen zu kleinen, jenes einen zu grossen Abfluss. Dabei handelt es sich um nicht unbedeutende Beträge, da die im Dezember sich regelmässig aufspeichernden Wasser rund ein Zehntel der im Jahre abfliessenden ausmachen. Es erscheint daher begreiflich, dass die Abflussverhältnisse der einzelnen Jahre oft nicht unbeträchtliche Abweichungen von den normalen aufweisen. Nun liefern die Formeln, welche für vieljährige Mittel gelten, für die einzelnen Jahre unsichere Resultate. Die Differenzen zwischen der wirklichen und berechneten Wasserführung sind im Mittel nur wenig grösser, als die Aufspeicherung im Dezember. Dies lässt mutmassen, dass sie im grossen und ganzen durch Schwankungen in der Aufspeicherung von einem Jahre zum andern hervorgerufen sind. Eine Untersuchung des Verhältnisses von Niederschlag und Abfluss in Paaren aufeinanderfolgender Jahre bestätigte diese Mutmassung. Es fliesst in der That in einem folgenden Jahre häufig das ab, was im vorhergehenden zu wenig abgeronnen und umgekehrt. Die wechselnde Aufspeicherung von Jahr zu Jahr spielt daher für die Abflussverhältnisse eines bestimmten Jahres eine beachtenswerte Rolle.«

Die Wolkenbrüche und dadurch hervorgerufene Überschwemmungen in Schlesien, Sachsen und Böhmen Ende Juli 1897. Diese Gebiete, besonders Schlesien, sind schon früher wiederholt Schauplatz verheerender Wolkenbrüche gewesen. In den letzten Tagen des Juli 1897 fielen dort, besonders im Riesengebirge, indessen so ungeheure Regenmengen, wie kaum je zuvor. Auf der Schneekoppe fielen am Morgen des 30. Juli volle 239 *mm* Regen, und während solche sintflutartige Niederschläge gewöhnlich auf einen kleinen Raum beschränkt sind, traten sie dieses Mal in grosser Ausdehnung auf. Die Karte Tafel IV zeigt die Ausdehnung der Überschwemmung durch Schraffierung der Flussgebiete an, auch sind die ausgetretenen Flüsse durch dicke schwarze Linien und die Richtung der Hochwasserfluten durch Pfeile an den Mündungen dieser Flüsse gekennzeichnet. Man ersieht aus der Karte übrigens, dass auch ein

Teil des Gebietes von Salzburg und Österreich durch Überschwemmungen heimgesucht ward.

Eine genaue Einsicht in die besondern Witterungsverhältnisse, welche diese wolkenbruchartigen Regen verursachten, wird man erst erhalten, wenn die meteorologischen Beobachtungen von ganz Centraleuropa veröffentlicht sind. Inzwischen hat Prof. Hellmann auf grund der an den preussischen Stationen gemachten Beobachtungen bereits eine kurze Übersicht über die in Schlesien gefallenen Regenmengen gegeben, aus der folgendes ein Auszug:

»Nachdem bereits am 23. und 24. Juli ergiebige Regen von 20 bis über 40 *mm* Höhe niedergegangen waren, blieb es am 25., 26. und 27. bis in die ersten Nachmittagsstunden trocken. Von da ab begann es von neuem zu regnen, anfangs in mässiger Stärke und mit kleinen Unterbrechungen, vom Abende des 28. ab jedoch mit erheblich zunehmender Intensität, die auch den 29. hindurch anhielt. Die bis zum Abende dieses Tages gefallenen Regenmengen genügten bereits, die Flüsse und Bäche ufervoll zu machen, ja zum ausufern zu bringen, da nahm zum Unglücke der Regenfall eine solche Stärke an, dass man von einem Wolkenbruche in der Nacht vom 29. zum 30. Juli sprechen kann. An einzelnen Orten des Hochgebirges fielen von 9^h nachmittags bis 7^h vormittags 120 bis 150 *mm*. Der vollgesogene Boden, sowie die ufervollen Bäche vermochten kein Wasser mehr aufzunehmen, so dass bereits in den ersten Nachtstunden des 30. Juli die Hochwasserkatastrophen ihren Anfang nahmen. Nach den übereinstimmenden Berichten mehrerer Beobachter, sowie nach den Aufzeichnungen eines selbstregistrierenden Regenmessers in Schreiberhau, regnete es am stärksten von Mitternacht bis gegen 2^h vormittags. Der Regen erfolgte seit dem Abende des 29. gleichzeitig mit starken bis stürmischen Winden aus NW, N oder NO, auch herrschte im Hochgebirge seit dem Morgen des 29. starker Nebel. Erst am 30. gegen Mittag hörte der Regen im Gebirge auf.«

Folgende Regenhöhen wurden am 30. Juli gemessen:

Martinsberg	107 *mm*	Forstbauden	191 *mm*
Landeck	113 »	Schmiedeberg	112 »
Kaschbach	124 »	Grunau	132 »
Ketschdorf	116 »	Neue Schlesische Baude	125 »
Schönau	100 »	Schreiberhau	126 »
Kauffung	117 »	Agnetendorf	120 »
Willmannsdorf . . .	101 »	Warmbrunn	118 »
Wüsteröhrsdorf . . .	110 »	Seifershau	120 »
Wittgendorf	112 »	Alt-Kemnitz	109 »
Prinz Heinrichs-Baude	225 »	Ludwigsdorf b. Lähn .	145 »
Kirche Wang	220 »	Flinsberg	158 »
Schneekoppe	239 »	Wigandsthal	119 »
Arnsdorf	117 »	Beerberg	135 »

Der Beobachter in Kirche Wang mass vom 29. Juli 10^h abends bis 30. Juli 7^h früh 119.9 *mm*. Auf der im Hirschberger Thale am Bober gelegenen Station Eichberg wurde als Niederschlag vom

29. Juli 7^h abends bis 30. Juli 7^h früh 82.0 *mm* gemessen. »Die grössten Regenmengen gingen also im Gebiete der Lomnitz und Eglitz nieder, die zwischen Schildau und Eichberg den Bober erreichen. Allein dieses kleine, etwa rund 117 *qkm* umfassende Gebiet dürfte in den 24 Stunden vom 29. um 7^h vormittags bis zum 30. ebendahin rund 20 Millionen Kubikmeter Regenwasser erhalten haben. Die beiden Stationen in Eichberg und Kirche Wang, die seit dem Jahre 1858, bezw. 1862 bestehen, haben bislang eine so grosse Tagesmenge des Regenfalles, wie die vom 29./30. Juli 1897, nicht zu verzeichnen gehabt. Dagegen sind beim Wolkenbruche am 2./3. August 1888, der mit dem eben erlebten die grösste Ähnlichkeit hat, im obern Gebiete der Queiss (Flinsberg) etwas grössere Mengen gefallen.

Das Hochwasser im untern Laufe des Bober, der Lausitzer Neisse und zum Teil auch der Spree wurde dadurch noch ganz wesentlich gesteigert, dass einen Tag später als im Quellgebiete, auch der untere Teil dieser Flussgebiete Regenmengen erhielt, die für diese Niederungsgegenden ungewöhnlich hoch waren; es fielen hier, sowie am mittlern Laufe der Oder und nördlich davon bis in die Mitte der Provinz Posen noch 60 bis 100 *mm*.«

Um die Ursache dieser ungeheuern Regenfälle zu erkennen, braucht man nur einen Blick auf die täglichen Wetterkarten der letzten Woche des Juli 1897 zu werfen. Die ersten Spuren der allgemeinen barometrischen Depression, welche für einen Teil von Mitteleuropa so verhängnisvoll werden sollte, erkennt man schon um den 25. Juli in einem Gebiete mässig tiefen Luftdruckes am Nordwestgestade des Schwarzen Meeres. Bis zum 27. hatte diese Depression ihren Ort nicht erheblich verändert, aber an diesem Tage abends bildete sich ein Gebiet hohen Luftdruckes über dem westlichen Mittelrussland, und da gleichzeitig ein barometrisches Hochdruckgebiet über Westeuropa lag, so entstand eine breite Zone mässig tiefen Luftdruckes, welche vom Adriatischen Meere bis Skandinavien reichte, und in welcher am Morgen des 28. Juli zwei grössere Depressionszentren erkennbar waren, nämlich eins über Ungarn und Galizien, das andere über dem Adriatischen Meere. Letzteres vereinigte sich am Abende dieses Tages mit der erstgenannten Depression, die auch am 29. morgens ihre Lage noch wenig verändert hatte, aber auf ihrer westlichen Seite und bis in das Hochdruckgebiet hinein, welches Frankreich und Westdeutschland überdeckte, vielfache Regenfälle und Gewitter erzeugte. Ganz folgerichtig lautete daher auch die Wetterprognose für den 30. Juli auf Regen. Das Hochdruckgebiet im Westen und das andere über Mittelrussland dauerten fort, und am Morgen des 30. Juli erstreckte sich eine umfangreiche Depression von der Ostsee bis zum Schwarzen Meere. Sie war an ihrer Westseite von kleinen Depressionen begleitet, und letztere brachten im Laufe dieses und des nächsten Tages jene gewaltigen Niederschläge, welche die Überschwemmungen

veranlassten. Am 29. Juli fielen bereits in Wien 83, in Prag 59, in Breslau 56 *mm* Regen, am 30. Juli in Chemnitz 95 *mm*. Am 31. Juli hatte sich die Luftdruckverteilung nur wenig geändert, und an den nächsten Tagen zog das Gebiet des niedrigen Druckes sich langsam ins Innere von Russland zurück, während der hohe Luftdruck im Westen sich mehr und mehr über Deutschland ausbreitete. Das sind in Kürze die Luftdruckverhältnisse, welche sich während der zwei Unglückstage über Mitteleuropa entwickelten. Man erkennt daraus, dass die Überschwemmungen auch dieses Mal wie in frühern Jahren durch Depressionen verursacht wurden, welche von Süden her ihren Weg in der Richtung auf die Ostseeküste hin nahmen. Diese Gebiete niedrigen Luftdruckes pflegen langsam zu wandern und an ihrer Nord- und Westseite von kleinen Depressionen flankiert zu werden. Letztere sind es dann hauptsächlich, die, sobald sie an Gebirgserhebungen stossen, welche in ihrer Bahn liegen, den in ihnen enthaltenen Wasserdampf in ungeheuren Regengüssen niederschlagen. Im vorliegenden Falle sind diese Regenfälle aussergewöhnlich reichhaltig und dadurch ungemein verheerend gewesen. Im westlichen Deutschland kommen solche Zustände im allgemeinen nicht vor, da dort keine Zugstrasse von Süd nach Nord für Depressionen existiert. Wenn aber, ziemlich selten, auch dort einmal Depressionen von Südfrankreich her in der Richtung gegen die Nordsee ziehen, so hat auch Westdeutschland seine Überschwemmungen, die glücklicherweise nie so verheerend sind wie diejenigen Schlesiens und der angrenzenden Gebiete.

Es ist eine merkwürdige Thatsache, dass die Zugstrasse, welche die Depressionen einschlagen, die im Sommer gelegentliche Überschwemmungen im Odergebiete, in Sachsen und Mähren verursachen, die gleiche ist, auf der auch jene barometrischen Minima fortschreiten, welche die berüchtigten kalten Tage des Mai im Gefolge haben. Diese Zugstrasse erstreckt sich von Schweden über Schlesien in der Richtung gegen Ungarn hin, und die Minima des Mai durchwandern sie von Norden nach Südosten, diejenigen des Juli dagegen von Südosten nach Norden, also in entgegengesetzter Richtung.

Über die allgemeinern atmosphärischen Vorgänge vor und während der diesjährigen Überflutungen in Schlesien, Sachsen und Nordböhmen hat Dr. E. Herrmann eine Untersuchung veröffentlicht[1]). Nach Ansicht des Verf.'s ist die grosse Verstärkung der Regenfälle, welche das Unheil hervorrief, auf die Summation kleinerer Depressionsphänomene mit einer weitere Gebiete umfassenden und jene Gegenden durchstreichenden Depression zurückzuführen. »Die entsprechende Luftdruckverteilung entwickelte sich in folgender Weise: Am 26. Juli war die Luftdruckverteilung über der östlichen Hälfte unseres Erdteiles gerade entgegengesetzt der

[1]) Annalen der Hydrographie 1897. 9. Heft. p. 387 u. ff.

über der westlichen Hälfte; Depressionen bedeckten das nordwestliche und südöstliche, Hochdruckgebiete das südwestliche und nordöstliche Europa. Die Minima dieser Depressionen befanden sich an der Nordküste Schottlands und über dem Asow'schen Meere, sie waren nahezu gleich und betrugen etwa 748 *mm*. Über Polen und Nordostdeutschland waren die beiden grossen Depressionen durch einen Streifen niedrigen Luftdruckes miteinander verbunden. Beide angeführten Minima des Luftdruckes verlagerten sich in östlicher Richtung, während über dem östlichen Centraleuropa der niedrige Luftdruck bestehen blieb.

Da mit der Verlagerung der Minima im Nordwesten und Südosten des Erdteiles gegen Osten die beiden Hochdruckgebiete an Ausdehnung zunahmen, das südwestliche nach Norden, das östliche nach Süden hin, so stellte sich bereits im Laufe des 27. Juli über Europa eine Druckverteilung her, die von Prof. van Bebber als typisch für die Zugstrasse Vb der Minima bezeichnet worden ist. Es ist dies jene Zugstrasse, auf welcher die Minima angeblich vom Adriatischen Meere aus in nördlicher Richtung nach der östlichen Ostsee und dem Finnischen Meerbusen hin fortschreiten.

Nachdem einmal das Bestehen dieser Zugstrasse von vielen Seiten anerkannt worden ist, wird man zunächst versucht sein, auch die Ereignisse vom 27.—31. Juli v. J. auf Vorgänge dieser Art zurückzuführen. Denn am 27. Juli lagen zwei Minima des Luftdruckes mit sie umgebenden wohl ausgeprägten Windsystemen über Venetien und am Fusse der Seealpen, die im Laufe des Tages ostwärts sich verschoben und vertieften, und am folgenden Tage traten ebenfalls zwei Systeme mit geschlossenen Isobaren auf den ersten Blick besonders hervor, das eine über Galizien und Ungarn, das zweite über dem Adriatischen Meere und den angrenzenden Küsten. Es liegt nahe, diese Erscheinungen als Fortsetzungen der am Vortage über dem nördlichen Italien befindlichen zu betrachten und in entsprechender Weise auch die Phänomene, die in den folgenden Tagen über dem östlichen Centraleuropa sich zeigten, damit weiter zu verbinden.

Indessen bei eingehenderem Studium der Wetterkarten bemerkt man am Morgen des 27. Juli über Frankreich und Deutschland verschiedene kleinere Depressionen, von denen besonders die des nördlichen Frankreichs auf ihrer Wanderung nach Osten quer durch Deutschland gut zu verfolgen ist. Es zeigt sich dann, dass eine dieser Depressionen mit ihrem Minimum am 28. Juli den nördlichen Teil der Polen, Galizien und Ungarn bedeckenden Depression einnahm, während das am 27. Juli über Venetien lagernde Minimum davon getrennt in deren Südspitze sich vorfand und also die bisherige Bewegung nahezu gegen Osten beibehalten hatte. Auch bis zum Abende des 28. Juli hatte dieses Minimum keine Wendung nach Norden hin gemacht, sondern war weiter bis nach Siebenbürgen fortgeschritten; das zweite südlichere Minimum aber, welches eben-

falls Oberitalien durchzogen hatte, lag zu dieser Zeit über Bosnien und rückte auch ferner ostwärts fort. Die nach diesen über Oberitalien und den angrenzenden Meeresteilen in den Tagen bis zum 31. Juli sich entwickelnden und ostwärts wandernden kleinen Depressionen können noch weniger zu der Depression über dem östlichen Centraleuropa in Beziehung gebracht werden, da sie am 29. und 30. Juli von dieser stets durch einen schmalen Streifen hohen Luftdruckes über dem Gebiete der Sau getrennt waren.

Danach würde die grosse Depression, welche in der letzten Woche des Juli zwischen Donau und Ostsee sich befand, nicht unmittelbar zu den über Oberitalien und dem östlichen Teile der Balkan-Halbinsel auftretenden Minima in Beziehung zu bringen sein. Vielmehr dürfte sie als eine besondere, ihre Lage in dieser Zeit wenig verändernde Erscheinung zu betrachten sein, und die in ihr enthaltenen Minima, wie in dem einen Falle bereits geschildert wurde, flachen, kleinern Depressionen entsprechen, welche Deutschland in der Richtung von West nach Ost durchzogen und sich dann mit jener Haupterscheinung summierten. Luftdruckverteilung und Winde lassen jedenfalls in diesen Tagen über Deutschland zahlreiche solche kleinere Depressionen erkennen. Es ist die Bahn des Minimums einer derselben in einem (der Originalabhandlung beigegebenen) Kärtchen dargestellt. Dasselbe lag am 28. Juli über Westfalen und wanderte nach Schlesien; in seiner Umgebung gingen dann die Wolkenbrüche am 29. Juli nieder. Eben diese Summierung der grossen Erscheinung mit kleineren, von denen wohl auch zeitweise noch mehrere über gleichem Gebiete zusammentrafen, macht die ausserordentlich heftigen Regenfälle, welche auf ein überaus kräftiges Aufsteigen der Luft hinweisen, erklärlich. Diese Umstände gestalteten sich um so verhängnisvoller, als die Gebirgsketten das Aufsteigen der auf sie zu gerichteten Winde noch besonders verstärkten.

Man wird bereits bemerkt haben, dass die vorstehende Auffassung, nach welcher während der letzten Tage des Juni und des Juli Depressionen Deutschland in der Richtung von West nach Ost durchzogen, auf das Bestehen einer Art Minimallinie des Luftdruckes quer durch Centraleuropa auch in dieser Zeit hinführt. Danach würde eine solche Minimallinie ein charakteristisches Merkmal der Luftdruckverteilung dieses Sommers bilden, welches durch die zeitweise auftretende Anordnung der Barometerstände in von Nord nach Süd langgestreckten Gebieten hohen und niedrigen Druckes nicht völlig ausgelöscht wird. Im Gegenteile ruft gerade die Superposition dieser beiden Erscheinungen die vielen heftigen, bis zum Wolkenbruche gesteigerten Regenfälle für die einzelnen Teile Centraleuropas hervor.

Aber nicht allein die Vorgänge dieses Sommers, sondern auch die Wolkenbrüche, welche in frühern Jahren Teile Deutschlands verheerten, erhalten unter diesen Gesichtspunkten nunmehr ein ge-

meinsames Kennzeichen. Zum Teil sind dieselben schon bisher zu Depressionen in Beziehung gebracht worden, die Centraleuropa von West nach Ost durchschritten; zum andern Teile wurden sie als Begleiterscheinungen von Minima betrachtet, welche die sogenannte Zugstrasse Vb verfolgen. In den letztern Fällen aber lassen die Vorgänge sich in gleicher Weise wie die der diesjährigen letzten Juliwoche in eine an sich weniger schnell veränderliche von Nord nach Süd langgestreckte Depression und kleinere von Westen her in dieselbe eintretende Depressionserscheinungen auflösen.

Vielleicht ist sogar eine solche Auffassung der Vorgänge bei allen Erscheinungen gerechtfertigt, welche bisher der Zugstrasse Vb zugeschrieben worden sind, nicht nur den mit Wolkenbrüchen verbundenen, welche vom Verf. bei der vorliegenden Gelegenheit besonders herausgegriffen worden sind. Dann würde allerdings die Zugstrasse Vb in Wirklichkeit nicht bestehen, soweit wenigstens durch dieselbe die stetig aufeinander folgenden Lagen eines Minimums dargestellt werden, wie es ihre Bezeichnung ergiebt. Dagegen verschwände mit ihr die vollständige Abweichung der Bewegung der angeblich sie beschreiten den Minima von der sonst allgemein bestehenden Verlagerung derselben nach Osten. Unter diesen Umständen würden sich die Alpen als eine Wetterscheide darstellen, die von den Minima nicht überschritten wird. Damit soll aber nicht gesagt sein, dass die atmosphärischen Vorgänge nördlich und südlich dieses Gebirgszuges voneinander unabhängig seien. Im Gegenteile dürften sie nach Ansicht des Verf.'s von den entsprechenden Teilen gleicher Erscheinungen beeinflusst werden, welche den Meridianen entlang sich erstrecken. So würden auch die Minima, welche in den letzten Tagen des Juli über Deutschland ostwärts zogen, als zusammengehörig mit den von Ligurien aus die gleiche Richtung verfolgenden Minima zu betrachten sein.

Zum Schlusse wird vom Verf. noch Folgendes hervorgehoben: Eine Superposition verschiedener Luftdruckerscheinungen, wie sie für die oben besprochenen Vorgänge angenommen wurde, vermag in naturgemässer Weise die Veränderlichkeit der Depressionen oder Hochdruckgebiete in Ausdehnung und Tiefe oder Höhe der Barometerstände zu erklären. Dabei darf jedoch nicht ausser Acht gelassen werden, dass weder die Lagen, noch die Bewegungen der resultierenden Mnima gleich sind den Lagen und den Bewegungen der Minima der sich summierenden Einzelerscheinungen, wie dies an anderer Stelle (»Globus« 1896. 70. p. 197 u. ff.) bereits näher ausgeführt worden ist.«

Die Regenverteilung in der Schweiz, auf grund der Aufzeichnungen an zahlreichen Beobachtungsstationen innerhalb der Periode von 1863—1893, ist von R. Billwiller untersucht worden[1]), und

[1]) Archives des sciences phys. et nat. 1897. (4) 3. p. 25.

sind die Ergebnisse in einer Karte niedergelegt. Das Regenmaximum im Juragebiete findet sich auf dem Westabhange des Berges Risoux, wo die jährliche Regenmenge 160 *cm* übersteigt; in der Depression des Joux-Thales sinkt die Jahresmenge auf ein sekundäres Minimum von unter 140 *cm*. Auf dem Plateau zwischen Jura und Alpen nimmt die Regenmenge mit dem Sinken des Niveaus ab. Der breite Landstreifen, der sich vom Südwestende des Genfer Sees bis zum Westende des Bodensees erstreckt und das Becken des Neuchateller Sees wie das untere Aarbecken streift, hat eine Regenmenge unter 100 *cm*. In dem Masse, wie das Gehänge des Landes nach den Alpen hin wieder ansteigt, nimmt die Regenmenge überall zu. Nach den vorliegenden Daten befinden sich die Maxima des Niederschlages in den Berner Alpen, im Massiv des St. Gotthard und in dem Teile der Grindelwald- und Tessiner Alpen, der zwischen dem Becken des Rheins und des Tessins liegt; die Maxima übersteigen hier sicherlich 200 *cm*. Die Unsicherheit über diese Verhältnisse ist sowohl durch die Unbewohnbarkeit der Gegenden, als durch die Form der Niederschläge (Schnee) bedingt. Auf dem Nordabhange der Alpen kann man die Zone der grössten Niederschlagsmenge auf die Höhe von etwas über 2000 *m* fixieren; die höchste Station, der Säntis mit 204 *cm* Regen, liegt 2504 *m* über dem Meeresspiegel. Auf dem Südabhange der Alpen liegt die Zone des Regenmaximums höher als am Nordabhange, und das Maximum erreicht schliesslich einen grössern Wert; dafür spricht, dass man auf der Station des Bernardin in 2070 *m* Höhe eine jährliche Regenmenge von 2238 *mm* hat. Der Einfluss des Mittelländischen Meeres wie der steilere Anstieg des Gebirges macht sich hierin, wie im grössern Regenreichtum der Südschweiz (Becken des Lugano- und Maggiore-Sees) bemerkbar.

Von Interesse sind auch die Gebiete geringen Niederschlages; sie liegen sämtlich in Thälern, und je mehr diese gegen die regenbringenden Winde geschützt sind, desto kleiner ist die jährliche Regenmenge. Dies zeigt sich im mittlern Wallis, wo das Rhonethal, durch hohe Gebirgsketten geschützt und nur nach dem Genfer See offen, von diesem bis nach Sieders hin immer geringere Mengen aufweist, obwohl das Thal ansteigt; in Sieders findet man das Minimum der ganzen Schweiz mit nur 565 *mm* jährlichem Regen; von da nimmt der Regen langsam zu, wenn man das Thal weiter hinauf geht. Es ist bekannt, dass das Wallis zu wenig Regen für die Bodenkultur erhält, und dass die Bewohner seit Jahrhunderten ihre Zuflucht zu künstlichen Berieselungen genommen haben.

Ein zweites Regenminimum findet man im Unterengadin. Die Regenmenge nimmt im Innthale ab, je mehr man niedersteigt; sie beträgt etwa 100 *cm* auf dem Maloja-Pass; in Schuls findet man noch 658 *mm* und in Remüs nur 619, obwohl diese Station 1200 *m* hoch liegt. Aber die hohen Berge schützen das Thal gegen die Regenwinde; das Thal des Unterengadins gewährt nur dem trockenen

Nordostwinde freien Zutritt. — Weitere Gegenden mit verhältnismässig geringen Regenmengen sind das Westende des Genfer Sees, der untere Teil des Rheinthales, der durch Vogesen und Schwarzwald geschützt ist, der mittlere Teil des Aarthales mit dem Thuner und Brienzer See und das Rheinthal im Kanton St. Gallen.

Die Regenverhältnisse im nördlichen Mittelamerika, schildert Dr. K. Sapper[1]). Leider fehlt es für dort noch sehr an genügend zahlreichen und langen Messungsreihen. »Die Maximalzonen des Niederschlages befinden sich am Nord- und Nordostabfalle der Kettengebirge von Chiapas, Guatemala und Britisch-Honduras' sowie am Südabfalle des Massengebirges von Chiapas und Guatemala; am Fusse dieser Gebirge dehnen sich Gebiete mässigen Regenfalles aus; die Halbinsel Yucatan mit ihren geringen Anhöhen und bei ihrer grossen Entfernung von ansehnlichern Gebirgen stellt sich uns als ein Gebiet geringen Niederschlages dar; freilich ist die Dürre und Unansehnlichkeit der Vegetation dort hauptsächlich durch die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge, durch eine langdauernde Trockenzeit bedingt, aber dennoch glaube ich annehmen zu dürfen, dass der mittlere Regenfall auf der Halbinsel 1 *m* nicht erreichen oder nur wenig überschreiten wird. Die trockensten Gegenden des ganzen nördlichen Mittelamerika sind in der Depression zwischen den nördlichen Kettengebirgen und dem südlichen Massengebirge zu suchen (z. B. Quezaltenango, Salamá), sowie auf der Südseite des Isthmus von Tehuantepec und im nördlichen Salvador.

Wohl eine Folge des herrschenden Monsunklimas ist es, wenn am Südhange des Massengebirges von Chiapas und Guatemala (z. B. Costa Cuca) die Regenzeit um einen Monat früher einsetzt, als an der Nordabdachung der Kettengebirge. Diese dagegen erhält durch die Passatwinde und Nordwinde noch reichliche Niederschläge in den Monaten November bis März, während welcher allenthalben südlich von dem Hauptkamme der Kettengebirge eine Periode geringer Niederschläge herrscht.

Der Höhengürtel grössten Regenfalles scheint sich in den verschiedenen Jahreszeiten in verschiedener Höhe zu befinden. Die mittlere Lage desselben dürfte an der orographisch sehr einfach gestalteten Costa Cuca etwas über 1000 *m* über dem Meere sein, während sie sich in dem verwickelten Gebirgslande der Alta Verapaz wohl kaum je sicher wird bestimmen lassen, da die örtlichen Verhältnisse hier für die Regenmenge viel mehr bestimmend sind, als die Höhenlage. Die Exposition gegen verschiedene Winde verursacht hier auch eine ganz verschiedene jahreszeitliche Verteilung des Regenfalles: In den Wintermonaten sind N-, NW- und Westwinde häufig, und demgemäss erhalten die diesen Winden entgegengestellten Gebirgsgegenden um jene Zeit reichliche Niederschläge, während

[1]) Petermann's Mitteilungen 1897. p. 117 u. ff.

die abgewandten Gebiete dann wenig Regen haben. Anderseits aber herrschen in den Sommermonaten NO- und O-Winde vor, und deshalb fällt um diese Zeit auch das Maximum des Regens an der Ostabdachung des Gebirges.

Die Hochgebirgsgegenden von Guatemala und Chiapas liegen oberhalb des Gürtels grössten Regenfalles, zeichnen sich aber gleichwohl meist durch hohe Luftfeuchtigkeit und häufige Nebel- und Wolkenbildung, auch zahlreiche, aber ziemlich geringfügige Niederschläge aus. Die Gipfel der höchsten Vulkane dagegen ragen auch über diese Region häufiger Wolkenbildung hinaus, wie schon Dr. Otto Stoll hervorgehoben hat.«

Eine von Dr. Sapper entworfene Regenkarte des betreffenden Teiles von Mittelamerika hat nur einen schematischen Charakter.

Sonnenflecke und Regen. In einer Abhandlung, betitelt »Wetterperioden«, hat Guido Lamprecht ein umfangreiches Material von Regenhöhenmessungen zusammengebracht, welches von Dr. Klein zu einer Prüfung der Frage über den Zusammenhang zwischen Sonnenflecken und Regen benutzt wurde[1]). Lamprecht hat die Niederschlagshöhen der Stationen einfach addiert, das Material ist also nicht homogen, allein der hieraus entspringende Fehler im einzelnen dürfte sich für den vorliegenden Zweck hinreichend genau kompensieren. Die Anzahl der sämtlichen Beobachtungsjahre beträgt 4376, die Gesamtsumme des Niederschlages 5700 *m*. Die von Lamprecht berechneten und zusammengestellten Tabellen sind sehr wertvoll. Sie zerfallen in sechs Gruppen:

1. Preussen östlich von 11° O Gr. 20 Stationen, 34 Jahrgänge 1857—1890.
2. » westlich » » » » 20 » 34 » 1857—1890.
3. Österreich 20 Stationen, 29 Jahrgänge 1804—1892.
4. Italien 13 » 40 » 1840—1879.
5. Sumatra 20 » 16 » 1879—1894.
6. Java, Celebes, Borneo u. s. w. 66 Stationen, 16 Jahrgänge 1879—1894.

Für diese Gruppen werden die monatlichen Niederschlagssummen für die betreffenden Jahre mitgeteilt. Der Vergleich mit den Wolfschen Relativzahlen der Sonnenflecke ist daher einfach auszuführen. Ich habe die Jahre der Sonnenfleck-Maxima und -Minima ausgezogen, da indessen die Fleckenkurve in der Nähe ihrer Wendepunkte sich meist nur wenig ändert, so wurde in solchen Fällen das Mittel zweier Jahre gebildet. Dies geschah für die Jahre 1843—1844, 1855—1856, 1859—1860, 1870—1871, 1878—1879, 1883—1884, 1888—1889; für die Maximumperiode anfangs der Neunziger Jahre wurde das Mittel 1892—1894 genommen. Für Java und Sumatra fehlt leider der Januar 1879, überhaupt beginnen dort die Beobachtungen erst mit Februar 1879, so dass dieses Jahr als der Minimumepoche entsprechend angesetzt werden musste, statt des Mittels 1878—1879.

[1]) Zeitschrift für Meteorologie 1897. Gaea 1897. p. 548.

Java. Die Beobachtungen umfassen die Minimalepochen 1879, 1888—1889, sowie die Maximalepochen 1883—1884 und 1892—1894. Wie bemerkt, fehlt leider der Januar 1879, für denselben wurde der Wert der Niederschlagssummen, der sich aus dem Mittel der Minimalepoche 1888—1889 ergab, provisorisch substituiert, was auf das Endresultat ohne wesentlichen Einfluss bleibt. Auf diese Weise ergaben sich folgende Regensummen für die angegebenen Jahre in den einzelnen Monaten in Centimetern:

Regensummen

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Min. 1879 + Min. 1888—1889	(4750)	4005	4190	3156	3191	3072	1795	2005	1550	2026	2939	3716	36395
Max. 1883—1884 + Max. 1892—1894	4923	3930	3387	2986	2040	1285	879	916	1027	1841	3332	3937	30483
Diff.: Min. — Max.	—173	75	803	170	1151	1787	916	1089	523	185	—393	—221	5912

Der Unterschied der Regenmengen ist hiernach zu den betreffenden Zeiten ein sehr beträchtlich grosser, und das Maximum fällt auf die Epoche der Sonnenfleck-Minima, und zwar in die Sommermonate, während die Monate November, Januar und Februar verminderte Regensummen aufweisen.

Sumatra. Die Beobachtungen umfassen die nämlichen Jahre wie bei Java und sind in derselben Weise berechnet worden:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Min. 1879 + Min. 1888—1889	(1080)	907	1141	955	1042	637	850	804	1068	1165	1067	1376	12092
Max. 1883—1884 + Max. 1892—1894	1216	956	1107	1046	709	781	562	765	777	1181	1235	1355	11690
Diff.: Min. — Max.	—136	—49	34	—91	333	—144	288	39	281	—16	—168	+21	402

Auch hier bemerkt man ein wenn auch nur geringes Überwiegen der Regensummen zur Zeit der Sonnenfleck-Minima, und zwar fällt das Plus wiederum in die Sommermonate, wenngleich nicht so bestimmt und ausnahmslos als bei Java.

Italien. Die oben angegebenen Beobachtungsjahre erstrecken sich über die Wendepunkte von drei Sonnenfleck-Maximis und vier -Minimis, nämlich die Maxima 1848, 1859—1860, 1870—1871 und die Minima 1843—1844, 1855—1856, 1867 und 1878—1879. Es finden sich folgende Mittelwerte:

Regensummen *mm*

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonnenfleck-Min. .	986	961	944	778	799	645	375	514	1255	1309	1180	951	10697
Sonnenfleck-Max. .	906	724	818	716	1260	987	409	475	871	1217	1608	1066	10757
Diff.: Min. — Max.	80	237	126	62	—861	—42	—34	39	384	92	—428	—115	—60

Für diese Zahlen ist das Übergewicht der Minimaljahre verschwunden und hat einem kleinen Plus in den Maximaljahren Platz gemacht, so dass also für Italien ein Einfluss der Sonnenfleck-Periode auf die Niederschläge nicht nachweisbar ist.

Österreich. Die Beobachtungen umfassen die Minima 1867, 1878—1879 und 1888—1890, sowie die Maximalepochen von

1870—1871 und 1883—1884. Die folgende Tabelle giebt also $^1/_3$ der Regensummen in den drei Minimalepochen und $^1/_2$ dagegen in den Maximalepochen:

Regensummen *mm*

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonnenfleck-Min. . . .	1280	1084	1325	1579	1451	2142	2362	1912	1702	1789	1433	1274	19333
Sonnenfleck-Max. . . .	961	503	943	1152	1119	2076	2322	1829	1338	1427	1152	1263	16085
Diff.: Min. — Max. . .	319	581	382	427	332	66	40	83	363	362	281	11	3248

Aus diesen Ziffern geht ein ganz unerwartet grosses Überwiegen der Regenmengen zur Zeit der Sonnenfleck-Minima über jene in der Zeit der Maxima hervor, und zwar fällt das Maximum des Übergewichtes in die Frühlingsmonate. Ein so entschiedenes Überwiegen und ein so ausgesprochen regelmässiger Zug der Kurven der monatlichen Regensummen hat sich bis jetzt noch in keiner ähnlichen Untersuchung gezeigt, so dass man misstrauisch gegen die zu grunde liegenden Zahlen werden möchte. Verf. giebt deshalb aus der oben genannten Schrift noch die jährlichen Regensummen der 20 österreichischen Stationen für den Zeitraum von 1864—1892 in Metern gleichzeitig mit den Wolf'schen Relativzahlen der Sonnenflecke:

Jahr	Regensummen *m*	Relativzahl. d. Sonnenflecke	Jahr	Regensummen *m*	Relativzahl. d. Sonnenflecke
1864	17.5	46.9	1879	19.2	6.0
1865	13.2	30.5	1880	19.7	32.3
1866	18.6	16.3	1881	17.5	54.3
1867	20.2	7.3	1882	20.6	59.6
1868	15.4	37.3	1883	15.8	63.7
1869	17.7	73.9	1884	17.3	63.5
1870	18.4	139.1	1885	17.7	52.2
1871	15.8	111.2	1886	17.2	25.4
1872	17.5	101.7	1887	17.1	13.1
1873	15.2	66.3	1888	18.8	6.8
1874	16.5	44.6	1889	18.9	6.3
1875	17.9	17.1	1890	18.5	7.1
1876	20.1	11.3	1891	16.9	35.6
1877	18.2	12.3	1892	18.8	73.8
1878	21.2	3.4			

Preussen, östlich von 11° östl. Länge G.

Die Beobachtungen umfassen die nämlichen Jahre wie bei dem östlich von 11° Länge G. gelegene Teile Preussens (siehe weiter unten):

Regenhöhe *mm*

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonnenfleck-Min . .	899	832	836	1131	1087	1265	1900	1282	779	1228	915	693	12847
Sonnenfleck-Max. .	579	582	719	768	808	1333	1645	1406	871	1057	603	715	10686
Diff.: Min. — Max .	320	250	117	363	279	—68	255	—124	—92	171	312	—22	1161

Die Niederschlagszunahme zur Zeit der Sonnenfleck-Minima tritt in dieser östlichen Hälfte Preussens ebenfalls deutlich hervor, und zwar fällt der Regenüberschuss hauptsächlich wiederum in die Monate Januar bis Mai.

Preussen, westlich von 11° östl. Länge Gr.

Die Beobachtungen umfassen drei Maximal- und drei Minimalepochen, und die nachfolgenden Zahlen für die einzelnen Monate geben das Drittel der Monatssummen:

Regenhöhe *mm*

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Minima 1867, 1878—1879, 1888—1890	1300	1088	1131	1399	1182	1406	2348	1375	963	1465	1124	1040	15821
Maxima 1859—1860 1870—1871, 1883—1884	993	788	1003	897	934	1432	1623	1628	1352	1512	891	1341	14394
Diff.: Min. — Max.	307	300	128	502	248	—26	725	—253	—389	—47	233	—301	1427

Auch hier zeigt sich ein Regenüberschuss in den Jahren der Sonnenfleck-Minima, und zwar hauptsächlich in den Monaten Januar bis Mai. Da sonach der monatliche Gang der Veränderlichkeit der Regenhöhen während der Epochen der Flecken-Maxima und -Minima in Österreich und Preussen wesentlich nicht verschieden ist, so hat Verf. die Beobachtungsreihen aus beiden Ländergebieten zusammengezogen und zu einem Mittel vereinigt unter Berücksichtigung des Umstandes, dass aus Preussen aus drei Maximis und drei Minimis, aus Österreich aber nur Aufzeichnungen aus drei Minimis und zwei Maximis vorliegen. Es ergeben sich hiernach für die durchschnittlichen Regenhöhen folgende Zahlen:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Sonnenfleck.-Min. *mm*	3479	3004	3292	4109	3720	4813	6610	4569	3444	4482	3472	3007	48001
Sonnenfleck-Max. *mm*	2490	1918	2645	2737	2799	4668	5418	4785	3505	3963	2545	3257	40730
Diff.: Min. — Max.	989	1086	647	1372	921	145	1192	—216	—61	519	927	—250	7271

Der monatliche Gang der Regenkurven ist hier schon besser ausgeglichen, und die Zunahme der Regenmenge in den Winter- und Frühlingsmonaten der Jahre mit dem Sonnenfleck-Minimum, im Vergleiche zu den entsprechenden Monaten der Jahre des Sonnenfleck-Maximums, tritt deutlich hervor. Es fragt sich nur, ob fernere Reihen dieses Ergebnis bestätigen werden.

18. Winde und Stürme.

Untersuchungen über die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit hat Prof. G. Hellmann angestellt[1]). Er verbreitet sich zunächst ausführlich über den gegenwärtigen, wenig erfreulichen Zustand der Anemometrie und geht dann dazu über, die vorliegenden Aufzeichnungen, welche auf dem Festlande erhalten wurden, zu berechnen, die Meere bleiben dabei ausser acht, weil für diese nur Schätzungen vorhanden sind. Es wurden nur solche Stationen berücksichtigt, für welche mindestens zehnjährige Beobachtungsreihen vorliegen. Bezüglich der Zahlenergebnisse muss auf das Original verwiesen werden.

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 321 ff.

Prof. Hellmann kommt zu dem Ergebnisse, dass es ein einziges Gesetz der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit auf der Erdoberfläche nicht giebt. Ja, es hält schwer, einige diesbezügliche höhere Gesichtspunkte herauszuschälen. Er glaubt, dass man aus dem bis jetzt vorhandenen Beobachtungsmateriale nicht viel mehr als folgende fünf Thatsachen von allgemeinerer Giltigkeit entnehmen kann:

1. Die Windgeschwindigkeit nimmt mit wachsender geographischer Breite im allgemeinen zu, von den Küsten nach dem Innern jedoch ab.

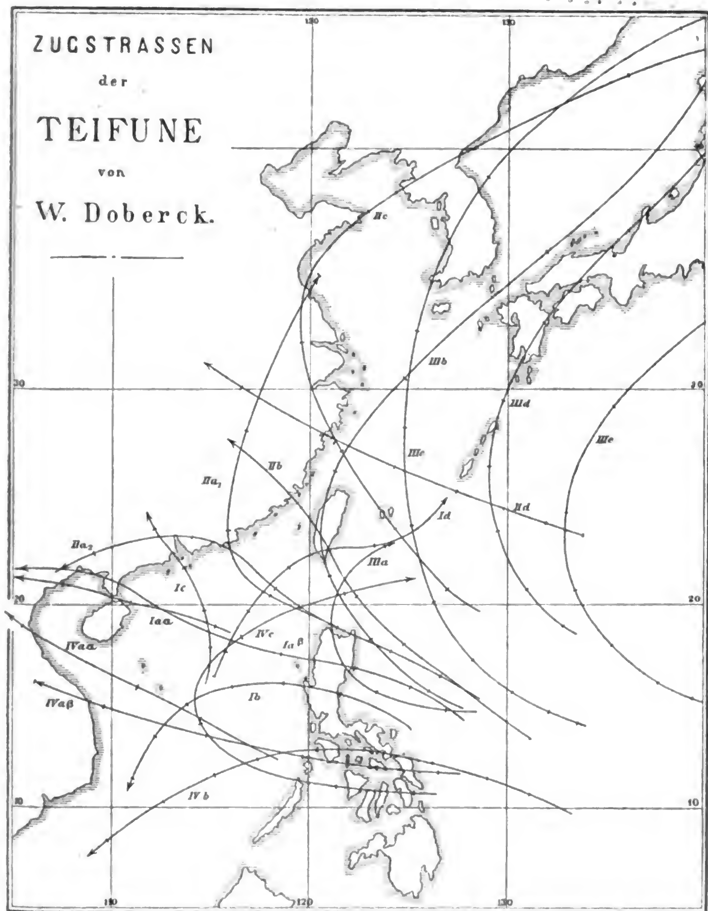
2. In der jährlichen Periode fällt das Maximum in höhern Breiten und bei Küstengebieten, die im Luv liegen, auf die kalte Jahreszeit, während es im Binnenlande einem der Monate März bis Juli angehört.

3. Der Eintritt des Maximums der Windgeschwindigkeit entspricht gewöhnlich dem des Maximums der Stürme (vgl. Prof. Hellmann's Arbeit: »Die jährliche Periode der Stürme in Europa« in Meteorologische Zeitschrift 1895, p. 441—449).

4. Das Minimum der Windgeschwindigkeit fällt bei denjenigen binnenländischen Stationen, die ein Frühjahrs-Maximum haben, gewöhnlich auf den August oder September, während es an Küstengebieten mit winterlichem Maximum schon früher, im Juni oder Juli, eintritt.

5. Die Amplitude der jährlichen Periode ist an den Küsten grösser als im Binnenlande, am grössten aber in den Gebieten mit streng periodischen Winden (Monsune).

»Wenn man,« sagt Prof. Hellmann, »die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit, deren erfahrungsmässige Grundlagen sich in den Tabellen zusammengestellt finden, auf die ihr zu grunde liegenden Ursachen zurückführen will, wird man sie natürlich zunächst mit der jährlichen Periode des Luftdruckes in Parallele stellen. Die graphische Darstellung beider Perioden für dieselben Orte lehrt am besten, dass, wie sich ja von vornherein erwarten lässt, unleugbar ein enger Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen besteht: dem Minimum des Luftdruckes entspricht sehr oft das Maximum der Windgeschwindigkeit und umgekehrt. Es giebt auch einzelne Orte, wo die beiden Kurven fast genau einen entgegengesetzten Verlauf das ganze Jahr hindurch befolgen, so dass jemand, der gerade solche Orte untersuchen würde und kein umfassenderes Beobachtungsmaterial zur Verfügung hätte, leicht zu der Anschauung kommen könnte, ein allgemeines Gesetz darin gefunden zu haben. Indessen zeigt die Mehrzahl der Stationen keinen genau entgegengesetzten Verlauf beiderlei Kurven. Das Maximum der Windgeschwindigkeit tritt zumeist einen bis zwei Monate früher ein als das Minimum des Luftdruckes. So hat z. B. Zentraleuropa das Maximum der Windgeschwindigkeit im März, das Minimum des Luftdruckes aber im April; in Sibirien tritt der niedrigste Luftdruck im Juni, die grösste Windgeschwindigkeit schon im Mai ein. Im



Ed. H. Mayers Verlag, Leipzig.

Jahrbuch VIII. 1897. Tafel V.

Innern der Vereinigten Staaten Nordamerikas ist das Maximum der Windgeschwindigkeit dem Minimum des Luftdruckes gewöhnlich zwei Monate voraus. Natürlich fehlt es auch nicht an Orten, die das umgekehrte Verhalten zeigen, an denen also die grösste Windgeschwindigkeit später als der tiefste Luftdruck eintritt.

Ein derartiges Verhalten darf uns nicht Wunder nehmen; denn die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit hängt nicht bloss von derjenigen des Luftdruckes, bezw. der Luftdruckverteilung ab. So muss z. B. im grössten Teile der gemässigten und der kalten Zone der mit der Jahreszeit wechselnde Zustand der Erdoberfläche auch eine jährliche Periode der Reibungswiderstände bedingen, denen der Wind in den untersten Schichten der Atmosphäre ausgesetzt ist. Im Sommer, bei vollster Entwicklung der Vegetation, wird die Reibung des Windes an der Erdoberfläche viel grösser sein als im Winter, wo die Vegetation fehlt, und Schnee den Boden bedeckt. Alsdann ist die im Sommer rauhe Erdoberfläche gleichsam geglättet. Vielleicht hängt es damit zusammen, dass im Innern des europäischen, asiatischen und des nordamerikanischen Kontinents das Maximum der Windgeschwindigkeit früher eintritt als das Minimum des Luftdruckes. Nach dem Eintritte des erstern im März, bezw. April nehmen die Reibungswiderstände so zu, dass die Windgeschwindigkeit, entsprechend dem weitern Sinken des Luftdruckes, bis zum April, bezw. Mai (Juni) nicht mehr zunehmen kann, sondern bereits langsam abnimmt.

Auch die mittlere Luftdruckverteilung, wie sie Karten der Monatsisobaren uns vorführen, giebt keine ausreichende Erklärung für die jährliche Periode der Windgeschwindigkeit; wenigstens vermag sie nicht alle bei derselben auftretenden Verschiedenheiten zu erklären. Ebenso geben die mittlern Zugstrassen der barometrischen Minima auch nur einen sehr allgemeinen Anhalt, durchaus aber keinen unfehlbaren Massstab ab für die Beurteilung der jährlichen Veränderungen in der Windgeschwindigkeit. Offenbar rührt diese ungenügende Übereinstimmung in dem Verhalten beider Elemente, der Windgeschwindigkeit und des Luftdruckes, die doch unleugbar besteht, daher, dass wir nur Monatsmittel untereinander vergleichen und noch nicht in der Lage sind, die zahlreichen örtlichen Einflüsse, welche die Angaben des Anemometers weit mehr beeinflussen, als die des Barometers, auch nur einigermassen in Rechnung zu ziehen. Würde man, was den erstern Punkt anlangt, mittlere monatliche Gradienten etwa in der Art ableiten, dass man für einen Ort aus den Wetterkarten eines jeden Tages den Gradienten bestimmt und aus diesen Einzelwerten ein Monatsmittel bildet, so würde man Werte erhalten, die sich mit den Monatsmitteln der Windgeschwindigkeit viel eher in Parallele stellen liessen als die mittlern Gradienten, die wir den Karten der mittlern Monatsisobaren entnehmen können.

Der störende Einfluss lokaler Verhältnisse, sowie der mit Ort und Jahreszeit wechselnden Reibungswiderstände tritt in den höhern

Schichten der Atmosphäre offenbar sehr zurück, so dass wir für diese eine einfachere jährliche Periode der Windgeschwindigkeit ebenso wie einen engern Zusammenhang derselben mit den Luftdruckverhältnissen erwarten dürfen. Das ist in der That der Fall. Die folgende Tabelle zeigt, dass es in den höhern Schichten oberhalb 300 *m* eigentlich nur ein einziges Gesetz der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit giebt; denn die kleinen Verschiedenheiten zwischen den einzelnen Stationen dürften später, bei Zugrundelegung längerer Beobachtungsreihen, fast ganz verschwinden. In der freien Atmosphäre giebt es nur ein Maximum im Januar und ein Minimum im Sommer. Bekanntlich hat das Barometer genau den entgegengesetzten Gang.

Jährliche Periode der Windgeschwindigkeit in den höhern Schichten der Atmosphäre (m. p. s.)

	m	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Eiffelturm . .	305	10.5	9.9	9.4	8.2	8.1	7.5*	7.7	7.9	7.7	9 3	8 7	8.7	8.6
Ben Nevis . .	1343	10.9	10.4	9.1	8.2	7.5	7.2	6.3	6.3*	7.2	8.5	9.6	9.4	8.4
Mt. Washington	1950	19.5	19.2	17.3	14.1	13.3	13.5	12.8	12.7*	14.2	14.3	15.9	17.5	15.0
Obir	2140	5.4	4.7	4.3	3.6	3.7	3 6	3.2*	3.3	3.3	3.9	4.3	4.2	4.0
Säntis	2500	8.8	8.7	7.8	6.1*	6.6	6 5	8.0	7.8	7.1	7.9	8.0	8.8	7.7
Sonnblick . .	3105	8.8	8.2	8.9	7.2	6 4*	7.0	6 6	7.8	6.9	7 5	7.1	7.5	7.5
Pikes Peak . .	4308	11.8	11.3	11.1	9.5	9.2	8 4	5.6	5.5*	7.4	9.5	10.6	10.5	9 2

Da die primären Ursachen aller Bewegungen in der Atmosphäre Temperaturdifferenzen, sowie die Erdrotation sind, letztere aber das ganze Jahr hindurch unverändert bleibt, so können zur Erklärung der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit in der freien Atmosphäre, die durch die Beobachtungen auf den Gipfelstationen schon ziemlich richtig wiedergegeben sein dürfte, nur die erstern in Betracht kommen. Ein passendes Mass für die wechselnde Grösse dieser Temperaturdifferenzen scheint mir aber der Temperaturunterschied zwischen dem Gebiete höchster und niedrigster Temperatur in jedem Monate zu sein. Ich habe denselben nach den von Buchan veröffentlichten Karten der Monatsisothermen auf der Nordhemisphäre, die für unsere Untersuchung allein in Betracht kommt, ermittelt und folgende Werte dafür gefunden:

Jan.	145° F.	April	100° F,	Juli	60° F.	Okt.	95° F.
Febr.	140	Mai	80	Aug.	65	Nov.	120
März	120	Juni	65	Sept.	70	Dez.	140

Der Verlauf dieser Zahlen ist genau derselbe wie derjenige der Windgeschwindigkeit in den höhern Schichten der Atmosphäre und bestätigt somit unsere Anschauung aufs vollkommenste.

Ich möchte auch nicht unterlassen, auf die Analogie hinzuweisen, die zwischen der täglichen und der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit in den höhern Schichten der Atmosphäre besteht: dem Nacht-Maximum dort entspricht hier ein Winter-Maximum, dem Tag-Minimum ein Sommer-Minimum.

Schliesslich habe ich zur weitern Charakterisierung der jährlichen Periode der Windgeschwindigkeit noch für einige Orte mit längern, homogenen (oder doch wenigstens angenähert homogenen) Beobachtungsreihen die mittlere Abweichung oder Anomalie in den einzelnen Monaten berechnet.

Bei den europäischen Stationen fällt die grösste Veränderlichkeit auf den Winter (November bis Februar), während in New-York das Maximum der relativen Abweichung mit dem Maximum der Windgeschwindigkeit selbst zusammenfällt (März). Bemerkenswert scheint ferner, dass in den Orten Upsala, Dorpat, Prag, Greenwich und Stonyhurst, die ein gutes Stück von Nord- und Zentraleuropa repräsentieren, die mittlere Anomalie ihren kleinsten Wert bereits im Mai erreicht und von da zum Winter fast ununterbrochen anwächst. Der sonst so windstille September ist also in dieser Beziehung keineswegs ausgezeichnet, vielmehr relativ grossen Schwankungen von Jahr zu Jahr unterworfen.«

Neue Untersuchungen über den Föhn hat Prof. J. M. Pernter angestellt[1]). In erster Linie, sagt er, steht die Frage nach den dynamischen Vorgängen beim Herabstürzen der Luft und dem Abfliessen derselben in den Tiefen der Thäler, über welche wir ziemlich gar keinen Aufschluss zu geben vermögen, und deren Kenntnis nicht nur für die volle Erklärung des Föhns von Wichtigkeit ist, sondern eine allgemeine Bedeutung für die Dynamik der Atmosphäre beansprucht. Um diese wissenschaftlich wichtigste Frage beantworten zu können, werden wir aber vorerst genötigt sein, sowohl die Häufigkeit, Dauer und Heftigkeit des Föhns, das Verhalten und den Gang des Barometers, des Thermometers und des Hygrometers vor, während und nach demselben in allen Einzelheiten kennen zu lernen, als auch die Luftdruckverteilung, welche die unmittelbare Ursache desselben ist, eingehend zu untersuchen.

Da das meteorologische Observatorium der Innsbrucker Universität im Föhngebiete liegt, so stand Prof. Pernter ein reiches Beobachtungsmaterial zur Verfügung, aus welchem er zunächst die Häufigkeit, Dauer und die meteorologischen Eigenschaften des Föhns zu Innsbruck auf grund der dreimaligen täglichen Beobachtungen während des Zeitraumes von 1870 bis 1894 ableitete. Die Resultate dieser Untersuchung fasst er in folgender Weise zusammen: Die Häufigkeit des Föhns, ausgedrückt in der Anzahl von Tagen, an welchen der Föhn wehte, beträgt im Durchschnitte der 25 untersuchten Jahre 43 Tage im Jahre. Diese Anzahl ist über das Jahr derart verteilt, dass die grösste Häufigkeit auf die drei Frühlingsmonate fällt, von denen jeder durchschnittlich 5—6 Föhntage hat; die nächstgrösste Häufigkeit besitzen Oktober und November mit

[1]) Sitzber. d. kais. Akademie d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Klasse. **104**. Abt. IIa. Mai 1897. **105**. Abt. IIa. Januar 1896.

4—5 Föhntagen jeder; diesen folgen die Wintermonate Dezember, Januar, Februar mit durchschnittlich 3 Föhntagen in jedem Monate; am seltensten ist der Föhn in den Sommermonaten und im September, wo monatlich 1—2 Föhntage durchschnittlich auftreten.

Die Dauer des Föhns verteilt sich auf Perioden von 1—8 Tagen. Am häufigsten sind die kürzesten Perioden von 1 und 2 Tagen; je länger die Periode ist, desto seltener kommt sie vor. Von den längern Perioden werden fast nur die Frühlingsmonate bevorzugt.

Das Verhalten des Luftdruckes bei Föhn zeigt durchschnittlich ein Fallen des Barometers an den Vortagen, den niedrigsten Stand an den Föhntagen und ein entschiedenes Steigen an den Folgetagen.

Die Temperatur wird bei Föhn durchweg und meist sehr beträchtlich erhöht. Gegenüber dem 25jährigen Mittel ergiebt sich das Mittel der Föhntage um 2.9° C. zu hoch. Die Temperaturerhöhung durch Föhn gegenüber der normalen Temperatur, welche Innsbruck ohne Föhn haben müsste, beträgt aber im Jahresmittel 5.0° C. Es erhellt daraus weiter, dass Innsbruck dem Föhn eine Erhöhung seiner Jahrestemperatur um 0.6° C. verdankt, was einer Erniedrigung der Seehöhe von Innsbruck um 120 *m* oder einer Verschiebung nach Süden um 100 *km* entspricht. Für die Herbst-, Winter- und Frühlingsmonate ist diese Temperaturerhöhung sogar 0.8° C. Es ist für Föhn charakteristisch, dass er die Temperatur bei seinem Einsetzen rasch und beträchtlich erhöht und dann dieselbe, mitunter mit vollkommener Zerstörung des normalen täglichen Ganges, hoch über der der Jahreszeit entsprechenden während seiner ganzen Dauer enthält, so dass bei Föhn selbst im Dezember oder Januar Tagesmittel von 12 und 13° C. vorkommen. Diese Temperaturerhöhung ist in den Wintermonaten am grössten, in den Sommermonaten am kleinsten.

Die Feuchtigkeit wird bei Föhn sehr stark herabgedrückt, im Jahresdurchschnitte um 18%. Die grössten bei Föhn vorkommenden Trockenheiten waren 16, 17 und 20%. Der Föhn erweist sich als ein sehr trockener Wind.

Die Bewölkung ist bei Föhn im Durchschnitte 4.9 der 10teiligen Bewölkungsskala und daher etwa 0.5 unter dem allgemeinen Durchschnitte. Während des Föhns ist sie ziemlich konstant. Der normale tägliche Gang der Bewölkung ist bei Föhn vollkommen verwischt. Vor dem Föhn nimmt sie beträchtlich und rasch ab, nach dem Föhn nimmt sie aber sehr rasch zu, und sehr häufig folgen dann — oft sehr ergiebige — Niederschläge.

Die Niederschläge bei Föhn folgen stets dem Föhn nach, niemals fallen sie während der Dauer des Föhns. Sie sind aber keine notwendige Folge des Föhns, da in 24.4% aller Fälle keine Niederschläge nach Föhn eintraten. Am häufigsten bleiben dieselben im Januar und in den Wintermonaten aus, im Juli gab es in den letzten 25 Jahren keinen Fall, wo es nach Föhn nicht geregnet hätte.

Der Föhn tritt in Innsbruck sowohl als SW, als S, wie auch als SO auf. Er weht immer mit kürzern oder längern Unterbrechungen und stossweise, »herrisch«. Seine Stärke ist sehr verschieden; er tritt ebensowohl als starker Sturm, wie als schwacher Wind auf.

In einer zweiten Abhandlung untersucht Prof. Pernter die Luftdruckverteilung bei Föhn. Der im wesentlichen unzweifelhaft richtigen Auffassung Hann's folgend, stellte er sich zur Aufgabe, für alle Tage, an welchen in Innsbruck Föhn auftrat, die Luftdruckverteilung über Europa festzustellen, wozu er sich der Hoffmeyer'schen synoptischen Karten und der täglichen Wetterkarten der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie in Wien bediente. Nach Lage des Hauptminimums und der sekundären Depressionen des Luftdruckes liessen sich neun Hauptgruppen unterscheiden, bei welchen Föhn in Innsbruck auftritt. Föhn kann dort auftreten, wenn das Hauptminimum von Innsbruck aus in dem Bogen der Windrose liegt, welche von SW über W bis NNO liegt. Die Umkehrung dieses Satzes ist aber nicht gestattet, da es häufig, sogar sehr häufig, vorkommt, dass, wenn in diesen Gebieten Zyklonen auftreten, kein Föhn herrscht. Anderseits ist es gar nicht notwendig, dass eine eigentliche Zyklone überhaupt vorhanden sei, es genügt, dass in der Nähe von Innsbruck ein sekundäres Gebilde sich befinde, um den Föhn zu erzeugen. Dabei braucht diese Sekundäre nicht gerade ein geschlossenes Gebiet zu sein, die bekannten sekundären Ausbuchtungen der Isobaren reichen vollkommen hin. Aus diesen Ergebnissen kam Pernter zur Einteilung der Föhnlagen in neun Hauptgruppen, welche er mit den Ziffern 1 bis 9 bezeichnet, so dass 1 bedeutet: Hauptminimum in NNO; 2 = Hauptminimum in N; 3 = Hauptminimum in NNW u. s. w.; 8 = Hauptminimum in SW; 9 = kein Hauptminimum, aber ein Sekundäres am Nordrande der Alpen.

Sekundäre Ausbuchtungen der Isobaren an der Nordseite der Alpen sind fast die Regel für Föhnlagen (70% in Innsbruck, 65% in Bludenz), daneben kommen Fälle vor, in denen ein direktes, deutlich ausgesprochenes Gefälle des Luftdruckes vom Alpenkamme zum Minimum stattfindet, endlich aber findet sich auch eine Druckverteilung, bei welcher vom Alpenkamme her weit hinaus in die Alpenvorlande kein irgend nennenswertes Gefälle zu erkennen ist, trotzdem in weiter Ferne ein gut ausgebildetes Minimum existiert. Diese Fälle verdienen die grösste Beachtung, denn wir suchen ja die föhnerzeugende Kraft in einem Minimum, das die Luft aus den nördlichen Alpenthälern gegen sich ansaugt. Wie aber das ganze Gebiet vom Alpenkamme bis weit in die nördlichen, nordwestlichen und westlichen Alpenvorlande hinaus sozusagen gradientlos ist, so wird die Luft der Alpenthäler in Ruhe bleiben, und ein Föhn ist dann ausgeschlossen. Und dennoch tritt Föhn gar nicht selten bei solchen Lagen auf, ja diese sind sehr viel häufiger als die Lagen, in welchen ein Gefälle vom Alpenkamme zum Minimum hin statt-

findet. Der unverständlichste Punkt hierin liegt, wie Prof. Pernter hervorhebt, in der Thatsache, dass der Föhn auch auftritt bei Druckverteilungen, welche weder ein Hauptminimum, noch eine sekundäre Depression, noch einen merklichen Gradienten erkennen lassen, bei denen also Windströmungen ganz ausgeschlossen sind. Diese Thatsache des scheinbar unmotivierten Auftretens des Föhns ist an und für sich dem Meteorologen nicht überraschend, sie bildet ein Gegenstück zu dem Auftreten ausgedehnter Regenfälle und Gewitter, die auch häufig auftreten, ohne dass die allgemeine Luftdruckverteilung eine Depression erkennen lässt. Der Grund ist der, dass eben diese Tageskarten nur die grossen, allgemeinen Züge der Druckverteilung zum Ausdrucke bringen, weil die Beobachtungsstationen zu weit auseinander liegen, um auch kleine Depressionen anzuzeigen. Das ist auch durchaus der Schluss, zu welchem Prof. Pernter kommt. Er geht noch weiter. In manchen Lagen, sagt er, in welchen doch der direkte Gradient von der Zyklone her den Föhn erzeugen könnte, finden sich mannigfache leichte Biegungen der dem Alpenkamme zunächst liegenden Isobare. Diese Andeutungen von Sekundären lassen vermuten, dass es in gar keinem Falle von Föhn ohne Bildung von sekundären Depressionen abgehe.

Er sucht dies aus der Windstärke des Föhne und mit theoretischen Betrachtungen zu beweisen und macht sehr wahrscheinlich, dass es keinen Föhn ohne eine sekundäre Depression in der nächsten Nähe der Föhnstation giebt. Diesem Ergebnisse ist Ref. sehr geneigt zuzustimmen auf grund seiner vieljährigen Erfahrungen über die Wettergestaltung im Gefolge grosser atlantischer Depressionen. Die alte Ansicht, dass diese grossen Depressionen, welche auf den synoptischen Wetterkarten gewöhnlich den ganzen westlichen oder nordwestlichen Teil einnehmen, unmittelbar Regen für das westliche Deutschland verursachen, ist völlig irrig, solcher tritt vielmehr nur im Gefolge kleiner sekundärer Depressionen ein, die sich im Süden und Südosten des Hauptminimums bilden und ihre eigenen Wege wandeln. Im Sommer bringen dieselben auch die Gewitter, und nicht minder sind unsere Wintergewitter an solche kleine Depressionen gebunden, die oft so geringe Ausdehnung besitzen, dass in einer halben Stunde Vorder- und Rückseite über den Beobachtungsort wegzieht.

Diese kleinen Depressionen, welche auf den Tageskarten der Luftdruckverteilung meist gar nicht zum Ausdrucke kommen, bilden sich recht häufig, aber keineswegs immer südlich von einer ausgedehnten atlantischen Depression. Bleibt diese Bildung einmal aus, so bringt die grosse Depression auch keinen Regen (für Westdeutschland), sondern statt dessen sogar vielfach heitern Himmel. Das ist dann ein Fall des Fehlschlagens der Tagesprognose. Man kann sich aber vor solchen Fehlschlägen ziemlich sicher durch aufmerksame Beobachtung des Zuges der Cirruswolken schützen, und die Beobachtung dieser letztern im Zusammenhange mit dem Auf-

treten des Föhns dürfte sich deshalb auch empfehlen. Was eben über das Nichteintreten von Regen, trotz des Vorhandenseins einer grossen atlantischen Depression im W, gesagt wurde, findet ein charakteristisches Gegenstück in folgenden Ausführungen von Prof. Pernter: »Hier muss ich noch eine Bemerkung anknüpfen, welche ich bei der häufigen Durchsicht der Wetterkarten von 1881 bis 1894 machte, und die ebenfalls geeignet ist, die Bildung sekundärer Minima als eine notwendige Bedingung des Föhns erscheinen zu lassen. Wiederholt fragt man sich beim Anblicke einer Karte für einen Tag von Morgenföhn in Bludenz, warum bei dieser Lage nicht auch gleichzeitig in Innsbruck Föhn weht; das Gleiche begegnet einem auch bei Föhn in Innsbruck, wo er in Bludenz fehlt. Das Erstaunlichste ist aber, dass bei ausgesprochenen Föhnlagen wiederholt weder in Innsbruck, noch in Bludenz Föhn auftritt. Ich habe viele Tabellen ausgezogen, Reihenfolgen von Karten herausgezeichnet und die Veränderung der allgemeinen Luftdruckverteilung von Tag zu Tag verfolgt, den gleichzeitigen Gang des Luftdruckes in Innsbruck und Bludenz in langen Tabellen für solche Tage verglichen — alles erfolglos, die ganze riesige Arbeit war umsonst gemacht, wenn man nicht folgende, bei dieser resultatlosen Arbeit immer lebhafter in mir hervorgetretene Vermutung als ein Resultat ansehen will: Mag die allgemeine Verteilung des Luftdruckes scheinbar dem Föhn sehr günstig sein oder aber keine Andeutung der Möglichkeit eines Föhns aufweisen, Föhn tritt nur dann und dann sicher auf, wenn die Bedingungen zur Bildung einer sekundären Depression in den Föhnthälern und Alpenvorlanden gegeben sind, und diese Bildung auch wirklich zu stande kommt.«

Die Resultate seiner ganzen Untersuchung fasst Prof. Pernter kurz zusammen wie folgt: »1. Föhn tritt bei den verschiedensten Luftdruckverteilungen auf und beschränkt sich durchaus nicht darauf, als Folgeerscheinung von im W bis NW bis NNW auftretenden Zyklonen, die ihre Wellen bis an den Wall des Zentralalpenstockes werfen, sich einzustellen. Selbst bei ganz flachen Minimis in WSW und SW, bei denen ein Einfluss auf die Nordseite der Alpen sowohl wegen der Lage, als wegen der Flachheit des Gefälles kaum zu erwarten wäre, kommt starker Föhn vor, ja sogar bei Luftdruckverteilungen, wo ein gleichmässig gradientloses Gebiet von den Alpen bis zur Nordsee und dem Atlantischen Ozeane sich ausdehnt, wird wiederholt kräftiger Föhn beobachtet.

Dieses erste Resultat der Untersuchung ist ein positiv sichergestelltes.

2. Die Ursache des Föhns scheint unmittelbar immer eine sekundäre Depression zu sein, welche sich in den Vorlanden der Alpen und den Föhnthälern bildet. Dieses zweite Resultat ist höchstwahrscheinlich; um es zur Gewissheit zu erheben, bedarf es noch weiterer, auf grösserem Materiale fussender Untersuchungen

über die Luftdruckverteilung in den Alpen und Vorlanden derselben bei Föhn nach dem Vorgange von Billwiller.

3. Der Grund, warum bei Luftdruckverteilungen, die ganz jenen gleich sind, bei welchen andere Male Föhn ging, kein Föhn auftritt, könnte mutmasslicher Weise darin liegen, dass Föhn erst sich einstellen kann, wenn die Möglichkeit der Bildung einer sekundären Depression vorliegt, und diese sich auch bildet, in den erwähnten Fällen es zu dieser Bildung aber nicht kam.«

Der Iltis-Taifun vom 22. bis 25. Juli 1896. In Ostasien unterscheidet man zwei Arten von Depressionen: Winterstürme und Taifune. Die Winterstürme wehen, wie der Name sagt, vorzugsweise in den kalten Monaten, einige wenige von ihnen treten noch im Herbste und Frühlinge auf. Sie kommen vom asiatischen Kontinent her und wehen, in den verschiedenen Breiten vorherrschend, von W nach O. Einige dieser Stürme pflanzen sich südöstlich, andere in nordöstlicher Richtung fort, viele von ihnen gehen über Japan hin, um im Stillen Ozean zu enden. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit beträgt gewöhnlich 30 engl. Meilen oder 48 *km* in der Stunde, eine Geschwindigkeit, welche auch unsere Minima nahezu im Mittel haben (27 *km* in der Stunde = 7.4 *m* in der Sekunde). Zuweilen steigt die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der ostasiatischen Sturmdepression auf 80 engl. Meilen = 129 *km* in der Stunde. Die Taifune haben eine sehr wechselnde Fortpflanzungsgeschwindigkeit, sie schwankt zwischen 8.5 *km* und 50 *km* und beträgt im Mittel nur 18 *km* in der Stunde. Diese Wirbelstürme sind ozeanischen Ursprunges, sie entstehen vielfach östlich und nordöstlich der Philippinen und pflanzen sich zuerst von SO nach NW fort, biegen aber, nachdem sie sich den Küsten Chinas mehr oder weniger genähert haben, oder nachdem sie eine kurze Strecke über das Festland hingezogen sind, nach N und NO um. So erreichen sie den zweiten Ast ihrer parabolischen Bahn, der aber häufig kaum ausgebildet wird. Nördlich des 30. Breitegrades wird der Scheitelpunkt der Parabel sehr selten beobachtet, und äusserst selten erreicht der nördliche Teil der Taifunbahn das Schantung-Vorgebirge.

Die Schantung-Halbinsel mit ihrem NO- und SO-Vorgebirge trennt von dem Gelben Meere den Golf von Petschili ab, sie kann als eine Lawine gegen die Taifune angesehen werden, so dass das Gelbe Meer gewöhnlich den äussersten Punkt in dem Nordostvorschreiten dieser Stürme bildet. Es mag noch bemerkt werden, dass die Küste in der Nähe von Shanghai und auch die Gegenden nördlich des 30. Breitengrades während der Monate vor Juli und nach August nur von dem ersten Aste der parabolischen Taifunbahn getroffen werden. Am Morgen des 18. Juli 1896 erfolgte die erste Sturmwarnung von Manila aus, von dort wurde nach Shanghai telegraphiert, dass eine Depression im NO von Luzon läge, nachmittags ging eine Depesche ähnlichen Inhaltes von Hongkong in

Shanghai ein. Am 20. Juli wurde durch die Wetterkarte in Shanghai auf die Depression aufmerksam gemacht: Eine Depression von elliptischer Form, welche ihre grosse Axe von SW nach NO gerichtet hat, und deren Zentrum im SO der Liukiu-Inseln liegt, dehnt sich zwischen dem SW von Japan und dem NO der Philippinen aus. Dieses grosse Gebiet bildet eine Art von atmosphärischem Thale, das im NO und SW von Hochdruckgebieten des östlichen Japans, der südlichen Chinasee und Annams umschlossen wird. Mit dieser Depression vereinigte sich bereits am 19. ein vom O von Formosa kommendes Minimum. Schon am 21. Juli webte im SW von Japan in Nafa auf den Liukiu-Inseln ein Wind von der Stärke von 14.4 *m* pro Sekunde, diese Stärke entspricht der Stärke 8 der 12teiligen Skala; es stellte sich heraus, dass die Zyklone sich nach NW fortpflanzte. Bei ständig fallendem Barometer steigerte sich die Stärke des N-Windes in Nafa bis zum Abende 10^h bis zu 22 *m* pro Sekunde, so dass es als festgestellt gelten durfte, dass das im SO gelegene Sturmzentrum in gerader Linie auf die Station vorrückte. Das Barometer zeigte um 10^h nachmittags einen Stand von 733 *mm*, es war stündlich um 0.8 *mm* gefallen. Um 11^h nachmittags erreichte der Wind seine grösste Stärke, 23.3 *m* pro Sekunde, er fing an, nach W abzubiegen, war um 2^h nachmittags NW und um 3^h nachmittags am 22. Juli WNW. Um diese Zeit war der Barometerstand der tiefste, 725 *mm*, das Minimum zog im ONO in einer Entfernung von ungefähr 40 *km* vorüber und pflanzte sich mit einer Geschwindigkeit von 21 *km* in der Stunde nach NW fort. Während des Vorrückens auf die chinesische Küste, die in den Tschusan-Inseln unter 30° nördl. Br. um 6^h vormittags am 23. Juli erreicht wurde, vertiefte sich das Minimum bis auf 710 *mm*. Die Stärke des Sturmes wuchs derart an, dass Windstärken von 10 der 12teiligen Skala auf der linken Seite des Zentrums in einer Entfernung von 240 *km*, auf der rechten Seite in einer Entfernung von 195 *km* beobachtet wurden. Der Weg des Sturmzentrums ging jetzt parallel der Küste in fast nördlicher Richtung auf die Schantung-Halbinsel zu. Nach dem Überschreiten dieser Halbinsel flachte sich die Depression um ein beträchtliches ab, sie zeigte in der Mitte des Meerbusens von Petschili am 24. Juli um 3^h vormittags nur noch eine Tiefe von 738 *mm*. Von dort lässt sich die Sturmbahn noch bis etwa nördlich des Meerbusens verfolgen. Sehr wahrscheinlich ist es, dass sie bald nach O abgebogen ist, und dass das am 25. Juli 3^h nachmittags südlich Wladiwostock beobachtete Minimum identisch mit ihr ist. Die ganze Wegstrecke von den Liukiu-Inseln über den Tschusan-Archipel hat eine Länge von 464 Seemeilen = 860 *km*, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Sturmes betrug daher 18 Seemeilen = 33 *km* pro Stunde. Von den Tschusan-Inseln bis in den Golf von Petschili ist die Entfernung 433 Seemeilen = 800 *km*, die Sturmbahn pflanzte sich also auf dieser Strecke mit einer Geschwindigkeit von 15 Seemeilen = 28 *km* in der Stunde fort.

Die Windrichtungen entsprachen im allgemeinen dem barischen Windgesetz; die Winde bewegten sich um den Ort niedrigsten Luftdruckes in Spiralen, welche entgegengesetzt der Bewegung des Uhrzeigers gekrümmt waren, in der Front des Taifuns mussten also nördliche und östliche Winde wehen. Unter gewöhnlichen Verhältnissen trifft man in der Chinasee, der Verteilung des Luftdruckes entsprechend, im Juli südöstliche bis südwestliche Winde, und zwar ist die Luftbewegung in der Koreastrasse westlich, im Gelben Meere südlich, östlich von Formosa südwestlich, nahe der chinesischen Küste laufen die Winde mit den Küsten parallel. Es folgt daraus, dass ein Wind aus einer andern Richtung ein Ausnahmezustand ist, der in den meisten Fällen von einer Taifunbahn veranlasst wird. Das erste untrügliche Zeichen für das Herannahen eines Taifuns ist die Dünung. Bei dem Iltis-Taifun wurde von einem Schiffe, das sich im Gelben Meere 510 Seemeilen (1 Seemeile = 1.85 *km*) befand, eine leichte südöstliche Dünung beobachtet. Ein anderes Schiff, das gerade an den Tschusan-Inseln war, als die Sturmbahn noch nicht lange die Liukiu-Inseln passiert hatte, bemerkte in dieser weiten Entfernung von 350 Seemeilen eine immer mehr sich verstärkende östliche Dünung; ja sogar auf eine Entfernung von 600 Seemeilen hat ein französisches Schiff die von dem Taifunzentrum ausgehende Dünung wahrnehmen können. Diese Dünung wird in der Front des Sturmfeldes stets bis auf weite Entfernungen (bis zu 600 Seemeilen) vom Zentrum wahrgenommen. Ein zweites Zeichen für den herannahenden Taifun ist die Windrichtung.

Die Warnung, welche der Seemann durch die Windrichtung erhält, wird ihm bedeutend später zu teil als die durch die Dünung gegebene. Wir wiederholen hier, dass diese Richtung die nördliche und östliche ist. Im Falle des Iltis-Taifuns wurde die Warnung durch den Wind durchschnittlich auf eine Entfernung von 276 Seemeilen gegeben. Das dritte Zeichen ist der Stand und die Veränderung des Luftdruckes; aber auch diese Warnung kommt für der Seemann später als wie die von der Dünung gegebene. Sie kam bei dem Iltis-Taifun 20 bis 25 Stunden vor dem Herannahen des Zentrums in den südlich des 35. Grades gelegenen Teilen der Chinasee und 13 Stunden vorher im Golfe von Petschili. Selbstverständlich zeigt sich diese Warnung, wie schon früher gesagt wurde, durch ein ständiges Fallen des Barometers. Der Regenfall begann bei dem Iltis-Taifun nördlich des 36. Grades in einer Distanz von 185 Seemeilen in der Front des Zentrums, in den südlicher gelegenen Gegenden setzte der Regen schon in einer Entfernung von 385 Meilen vom Zentrum ein. Ein dichter Nebel von langer Dauer wurde besonders in den nördlichen Teilen der Taifunbahn wahrgenommen, besonders wurde diese Beobachtung an der Schantung-Halbinsel und weiter nördlich gemacht. Keinerlei Gewittererscheinungen, die sonst die Taifune zu begleiten pflegen, traten während des Taifuns vom 22.—25. Juli auf.

Das Kanonenboot »Iltis« verliess am 23. Juli um 5^h vormittags Tschifu mit einem O-Winde von der Stärke 2, das Barometer zeigte den gewöhnlichen Stand, ein leichter Regen fiel. Unter Dampf und mit Segeln wurde Wei-hai-wei um Mittag erreicht, um 4^h 30^m meldete der Leuchtturmwärter des NO-Vorgebirges von Schantung das Schiff. Der Wind hatte beständig an Stärke zugenommen und blies aus SO mit der Stärke 7, so dass die Sturmsegel zu setzen waren. Von dort ging das Schiff in Sicht und parallel der Küste weiter. Um 10^h vormittags — bis dahin hatte das Schiff einen Fortgang von sieben Meilen in der Stunde gehabt — wurde die Geschwindigkeit gemässigt, und später lief das Kanonenboot auf die Felsen neun Meilen nördlich des Leuchtturmes des SO-Vorgebirges von Schantung. Die Dunkelheit war ausserordentlich, dazu ein ständiger Schlagregen, hohe See und starker Sturm; durch den Taifun bedingt, muss sich eine ausserordentliche Strömung, welche auf das Land zu setzte, ausgebildet haben [1]).

Die Zugstrassen der Taifune. W. Doberck hat [2]) auf Grundlage der festgestellten Bahnen von 244 Taifunen, die während der letzten 13 Jahre auf dem Meere zwischen Hinterindien und Japan auftraten, mittlere Zugstrassen derselben abgeleitet. Jene Taifune hatten folgende Verteilung auf die einzelnen Monate: Januar 1, Februar 0, März 1, April 4 (2%), Mai 10 (4%), Juni 24 (10%), Juli 45 (19%), August 43 (18%), September 57 (23%), Oktober 31 (13%), November 22 (9%), Dezember 6 (2%).

Schon 1884 hatte Doberck die Verteilung der Taifune in vier Klassen vorgeschlagen, gegenwärtig giebt er folgende (vielleicht zu sehr detaillierte) Einteilung derselben:

I. Klasse.

I a α haben ihren Ursprung im Chinesischen Meere (gewöhnlich ungefähr in 18° N bis 20° N und 113° O bis 116° O) nördlich vom 15° N, und gehen ins Land hinein oder nähern sich wenigstens dem Lande im W von Hongkong. 10 % von allen Taifunen gehören zu dieser Klasse. Sie kommen von Mitte Juni bis Ende September vor.

I a β haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und gehen ins Land hinein oder nähern sich dem Lande im W von Hongkong. 12% von allen Teifunen gehören zu dieser Klasse. Sie kommen von Anfang Juli bis Mitte Oktober vor.

I b haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und gehen ins Chinesische Meer hinein nördlich von 15° N, bewegen sich in südwestlicher Richtung und verschwinden auf der See.

Nur ein oder zwei Fälle sind jemals untersucht worden. Sie lagen spät im Jahre.

I c haben ihren Ursprung im Chinesischen Meere und bewegen sich gegen N (oder richtiger gegen W, N oder ONO), beschreiben aber Bahnen von sehr verschiedener Form. Bisweilen kehren sie um, nachdem sie ins Land eingetreten sind. Sie kommen vom Juni bis Ende September vor aber gewöhnlich im Anfange der Teifunsaison. (4 %.)

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 186.
[2]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 101.

I d haben ihren Ursprung im Chinesischen Meere, kehren da um, bewegen sich gegen den Stillen Ozean, in welchen sie bisweilen hineinkommen, indem sie die Südspitze von Formosa sehr nahe passieren. Sie kommen vom Mai bis September vor. (2 %.)

Teifune von Klasse I a und I c (26 %) werden oft in Hongkong gefühlt.

II. Klasse.

II a haben ihren Ursprung im Stillen Ozean, von woher sie ins Chinesische Meer nördlich von 15° N und O von Hongkong hineintreten. Entweder bewegen sie sich dann (II a_1) nach W oder (II a_2) nach N. Sie kommen im Juli, August und September vor. (2%.)

II b haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und gehen in den Formosakanal hinein. Sie kommen vom Juni bis September vor. (7%.)

II c haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und gehen N von Formosa nach China hinein. Sie kommen von Juni bis September vor, sind aber entschieden am gewöhnlichsten im Juli. (3%.)

II d haben ihren Ursprung in hoher Breite im Stillen Ozean im Juli und August, und nach W sich bewegend, gehen sie nach China hinein. (4%.)

Mit Ausnahme von II a_2, welche bisweilen schwere SW-Stürme in Hongkong verursachen, sind Teifune II. Klasse in Hongkong nicht zu befürchten.

III. Klasse.

Diese Teifune haben ihren Ursprung und verweilen lange im Stillen Ozean.

III a treten im nördlichen Luzon hinein, kehren aber, ehe das Zentrum ins Chinesische Meer hineintritt, um. Sie kommen im Oktober und November vor. (1.5%).

III b treten in Formosa ein, kehren aber um, ehe das Zentrum im Kanale ist. Sie kommen im Oktober vor. (1%.)

III c bewegen sich in nördlicher Richtung nach Korea hinein im Juli, August und September. (4%.)

III d kehren im Stillen Ozean um und gehen nach Japan hinein zwischen Juni und Oktober. Im August und September sind sie am gewöhnlichsten. (15%.)

III e verweilen im Stillen Ozean zwischen Mai und Dezember. Ihre Breite nimmt im ganzen mit der Mittagshöhe der Sonne ab. 10% von allen Teifunen, die beobachtet wurden, gehören dieser Klasse an, da aber viele nicht von Schiffen begegnet werden, ist es vielleicht sicherer, ihre Anzahl als 12.5% anzuschlagen.

IV. Klasse.

IV a α haben ihren Ursprung im Chinesischen Meere südlich von 15° N und bewegen sich gegen Hainan oder Annam. Im November haben sie oft ihren Ursprung in ungefähr 11° N, 116 O. Sie kommen vom Mai bis Dezember vor, sind aber im August äusserst selten. (8.5%).

IV b β haben ihren Ursprung im Stillen Ozean und kommen ins Chinesische Meer südlich von 15° N hinein. Sie sind seltener als die, welche im Chinesischen Meere entstehen, da die lange Reise über die südlichen Philippinen sie störend beeinflusst. Sie kommen Anfang und Ende der Saison vor. (3%.)

IV b kommen ins Chinesische Meer vom Stillen Ozean in kleiner nördlicher Breite und verschwinden zur See, nachdem sie sich gegen SW bewegt haben. Sie kommen von Anfang September bis Anfang Dezember vor, sind aber am gewöhnlichsten im November. (4.5%.)

IV c kommen ins Chinesische Meer vom Stillen Ozean hinein, kehren um und gehen wieder in den Stillen Ozean hinein. Sie kommen Anfang und Ende der Saison vor, aber gewöhnlich im Mai. (4%.)

IV d kommen im Meerbusen von Siam im April und Dezember vor. (1%.)

Die Tafel V zeigt die Zugstrassen der Teifune und ihre tägliche Fortbewegung, welche aber sehr verschieden sein kann. Doch ist sie gewöhnlich in jedem Teifune mit der Zeit beschleunigt, und besonders beschleunigen sich die Teifune, wenn sie ihren Kurs ändern wegen Winden, die durch Kanäle wehen, wenn sie sich diesen genähert haben, nachdem sie früher von bergigem Lande beschützt gewesen sind. Alles dies ist leicht theoretisch zu erklären.

Es wird dem reisenden Publikum sowohl als den Schiffern nicht weniger als den Meteorologen nützlich sein, zu wissen, wo und zu welcher Jahreszeit Teifune zu befürchten sind. Sie wehen am stärksten, während das Zentrum in niedriger Breite verweilt, rechts vom Zentrum, und wenn sie weit vom Lande sind, denn wenn das Zentrum im Lande eingetreten ist, hören sie bald auf zu existieren.

19. Elektrische Erscheinungen.

Eine Zusammenstellung der Ergebnisse neuerer Arbeiten über die atmosphärische Elektrizität gaben J. Elster und H. Geitel[1]). Es findet sich, dass von einer befriedigenden Theorie der atmosphärischen Elektrizität nicht die Rede sein kann, solange die Fundamentalfrage, ob die Luft freie positive oder negative Elektrizität oder auch beide in getrennten Schichten enthält, nicht eine von jedem Zweifel freie Beantwortung gefunden hat. »Es ist fraglich, ob fortgesetzte Beobachtungen an der Erdoberfläche jemals eine zuverlässige Entscheidung gewähren werden. Man könnte wohl den Versuch machen, durch gleichzeitige Messungen des Potentialgefälles im Tieflande und über einer flachen Bergkuppe das Verhältnis der elektrischen Dichtigkeit am Erdboden an diesen Orten empirisch festzustellen und durch Vergleichung dieser Zahl mit der theoretisch aus der Gestalt des Berges berechneten auf das Vorhandensein elektrischer Massen in der Luft zu schliessen, doch würde die Rechnung auch unter den einfachsten Voraussetzungen ausserordentliche Schwierigkeiten bieten. Die besten und verhältnismässig am leichtesten erreichbaren Resultate versprechen, wie die Verf. begründen, trotz der erhobenen Bedenken die Beobachtungen vom Ballon aus; es ist zu hoffen, dass sie bald jeden Zweifel beseitigen helfen.«

Was die Ursache der Gewitterelektrizität anbelangt, so ist auch in dieser Beziehung zur Zeit noch nichts Gewisses bekannt. »Alle Schwierigkeiten wären gehoben, wenn sich in den Gewitterwolken eine direkte Umformung mechanischer Energie in elektrische nachweisen liesse. Indessen sind experimentelle Belege, die für diese Auffassung sprächen, noch nicht beigebracht. Es mögen deshalb einige Andeutungen in betreff der Vorstellungen genügen, die man sich von der Art dieser mechanischen Elektrizitätserregung gebildet

[1]) Wissenschaftl. Beilage zum Jahresberichte des Herzogl. Gymnasiums zu Wolfenbüttel 1897. Daraus abgedruckt in Naturwissenschaftliche Rundschau 1897, Nr. 28, 29, 30 u. 31.

hat. So hat Pellat die Ansicht vertreten, dass eine Wolke im elektrischen Felde der Erde an ihrer untern Fläche positive, an der obern negative Elektrizität durch Influenz annehmen müsse. Eine Zerteilung der Wolke mit nachfolgender Ortsvertauschung der Teile würde zu Potentialdifferenzen zwischen diesen führen. Hierbei ist indessen übersehen, dass die angenommene Elektrizitätsverteilung nur auf einem Leiter eintreten kann, und dass die aus getrennten Tröpfchen bestehenden Wolken eine freie Elektrizitätsbewegung überhaupt nicht gestatten. Dagegen halten wir es für wahrscheinlich, dass bei Anwesenheit einer elektrischen Anfangsladung innerhalb oder in der Nähe einer Wolke die hierdurch bewirkte elektrische Polarisation der Niederschlagspartikel zu einer Verstärkung der Anfangsentladung durch Selbstinfluenz führen kann, wenn während des Falles der Niederschläge die grössern mit den kleinern vorübergehend in Berührung kommen.«

Ob die Wolkenbildung allein, auch ohne den Fall von Niederschlägen, das Potentialgefälle beeinflusst, darüber lässt sich noch wenig sicheres sagen. »Hochgehende Wolken, wie die Cirrus, scheinen kaum eine Wirkung auszuüben, aber auch bei halbheiterem, zum Teil durch Cumulus- und Stratuswolken bedecktem Himmel ist der Gang der Luftelektrizität oft von dem bei Abwesenheit jeder Bewölkung beobachteten nicht verschieden. Bodennebel bei einer Temperatur, die in der Nähe des Gefrierpunktes oder tiefer liegt, erhöhen dagegen das Potentialgefälle gewöhnlich ganz beträchtlich. Baschin fand bei einer Ballonfahrt über einer geschlossenen Wolkendecke in 3700 *m* Höhe ein deutlich messbares positives Potentialgefälle, bei weitem stärker als über wolkenfreier Luft.

Wenn auch eine einwandfreie, vollständige Zurückführung der elektrischen Erscheinungen, die den Fall der Niederschläge begleiten, auf experimentell bekannte Thatsachen noch nicht gegeben werden kann, so ist doch die Annahme, dass die Bildung der Niederschläge in irgend einer Weise elektromotorisch wirkt, so gut wie gesichert. Daher ist auch wohl ein Zusammenhang der Gewitterhäufigkeit mit kosmischen Erscheinungen, wie der Zahl der Sonnenflecke oder der Dauer der Sonnenrotation, nicht als eine unmittelbare elektrische Wirkung ausserirdischer Kräfte zu deuten, sondern nur als ein indirekter Einfluss — etwa vermittelt durch die Wärmestrahlung — auf die Häufigkeit und Menge der Niederschläge.«

Die Beobachtungen über atmosphärische Elektrizität am Observatorium zu Kew, welche dort seit 1861 angestellt worden, sind von C. Chree einer neuen Diskussion unterworfen worden[1]) Die Beobachtungen wurden bei jeder Witterung, sowohl vormittags als nachmittags, und in verschiedenen Jahreszeiten angestellt, und

[1]) Proceedings of the Royal Society. **60.** p. 69. Naturwissenschaftliche Rundschau 1897, Nr. 2, wonach oben der Text.

zwar Serie I. November und Dezember 1894, II. März bis April 1895, III. Juni bis Juli 1995 und IV. Oktober bis November 1895. Mit den Messungen der Luftelektrizität gingen stets einher Messungen der absoluten und relativen Feuchtigkeit, des Sonnenscheines, der Temperatur, des Luftdruckes und der Windgeschwindigkeit. Eine Zusammenstellung der gefundenen Luftelektrizitäten mit den einzelnen meteorologischen Elementen führte zu folgenden Ergebnissen: Die Vormittagsbeobachtungen der IV. Reihe, sowie die Vor- und Nachmittagsbeobachtungen der II. Reihe zeigen, entsprechend der Exner'schen Theorie, entschieden höhere Potentiale bei niedrigern Dampfspannungen; hingegen führen die Vormittagsbeobachtungen der I. Reihe zu genau dem entgegengesetzten Resultate. Ebenso ergiebt eine grössere Zahl von Einzelbeobachtungen ganz diametral entgegengesetzte Schlüsse. »Diesen Resultaten gegenüber scheint es schwierig, an irgend einen innigen und gleichmässigen Zusammenhang zwischen Potentialgefälle und Dampfspannung zu glauben.« Ähnliches ergeben die Beobachtungen der relativen Luftfeuchtigkeit.

Zwischen Sonnenschein und Potential scheint ein Zusammenhang zu existieren, indem unter den acht Fällen (vier Vormittags- und vier Nachmittagsreihen) sechs ein niedrigeres Potential bei längerem, vorhergegangenem Sonnenscheine zeigen, was im allgemeinen mit der Theorie von Elster und Geitel (der entladenden Wirkung der Sonnenstrahlen) übereinstimmen würde. Wenn man aber die numerischen Einzelheiten der Beobachtungen prüft, so findet man sie einem so innigen Zusammenhange zwischen Sonnenschein und Potential, wie die von ihnen aufgestellte Formel verlangt, nicht günstig.

Die Vormittagsbeobachtungen der IV. Reihe und die Vor- und Nachmittagsbeobachtungen der II. Reihe zeigen, dass hohe Potentiale mit niedriger Temperatur zusammenfallen, und nur ein Fall, der am wenigsten zuverlässige unter den acht, ergiebt höhere Potentiale bei höherer Temperatur. Im ganzen sprechen die Beobachtungen zu gunsten eines Zusammenhanges hoher Potentiale mit niedriger Temperatur, und zwar fast ebenso sehr, wie zu gunsten eines Zusammenhanges hoher Potentiale mit wenig vorangegangenem Sonnenscheine.

Höhere Potentiale sind mit höherem Luftdrucke verknüpft in den Vormittagsbeobachtungen aller vier Reihen; in den Nachmittagsbeobachtungen jedoch ist ein solcher Zusammenhang offenbar nicht vorhanden. Überraschend ähnlich verhält sich die Windgeschwindigkeit. Die Vormittagsbeobachtungen zeigen ein entschiedenes Zusammenfallen hohen Potentiales mit niedriger Windgeschwindigkeit, während in den Nachmittagsbeobachtungen kein Beleg für einen solchen Zusammenhang sich herausstellt.

Eine verhältnismässig geringe Zahl von Beobachtungen, wie die dem Verf. zur Verfügung stehende, vermag wohl die Mängel einer vorhandenen physikalischen Theorie aufzudecken, aber sie kann unzureichend sein, eine feste Meinung über die wahre Theorie zu

stützen. Dies gilt nach dem Schlussresumé des Verf. von seinen Beobachtungen. »Sie sind ausreichend, die Unvollkommenheit einer jeden Theorie zu zeigen, welche annimmt, das gleichzeitige Potentialwerte und irgend ein einzelnes meteorologisches Element so innig miteinander verknüpft sind, dass der Wert des einen in der Regel abgeleitet werden könne von dem des andern, ohne andere wichtige Einflüsse zu berücksichtigen. Anderseits sind sie nicht genug variiert, um den Schluss zu rechtfertigen, dass die oben angeführten Beziehungen zwischen niedrigem Potential und lange vorangegangenem Sonnenscheine, hoher Temperatur, geringem Luftdrucke, wie hoher Windgeschwindigkeit das normale Verhalten an jeder Station ausdrückt, ohne Rücksicht auf Stunde und Jahreszeit.« Vorläufig will Verf. diese Beziehungen, selbst für Kew, nur als zufällige betrachten, die aber für eine erschöpfendere Behandlung der Frage im Auge behalten werden müssen.

Gewitter- und Hagelbeobachtungen im Königreiche Sachsen. Das königl. sächs. meteorologische Institut in Chemnitz hat ein Netz von Beobachtungsstationen für Gewitter- und Hagelerscheinungen eingerichtet, wodurch regelmässige Aufzeichnungen über diese Phänomene gesichert sind. Die Ergebnisse der hierauf begründeten Untersuchungen, den Zeitraum 1886 — 1895 betreffend, hat unlängst C. H. Lindemann veröffentlicht[1]). Im Durchschnitte entfällt hiernach im Königreiche Sachsen auf die Wintermonate Dezember, Januar und Februar nur je ein Tag mit Gewittererscheinungen, im Frühjahre findet eine rasche Zunahme von vier Tagen im März bis zu 18 im Mai statt. Die meisten Gewittertage hat der Juli, nämlich durchschnittlich 22, worauf im Herbste eine plötzliche Abnahme von neun im September bis auf einen im November eintritt. Die Jahre 1886 und 1889 waren die gewitterreichsten, 1892 und 1893 die gewitterärmsten. Die Stunde der häufigsten Gewitterausbrüche ist 3—4^h nachmittags, in welcher 13% aller Gewitter eintraten, die geringste Gewitterzahl fällt auf Stunde 3—4^h nachts mit 1%. Von 100 Gewittern entfallen auf den Vormittag 19, auf den Nachmittag 81. Die zündenden Blitzschläge waren verhältnismässig am häufigsten 1887 und 1895, wo sie 30% sämtlicher Blitzschläge in Gebäude ausmachen, dagegen gingen sie 1889 auf 22%, 1894 auf 19% herab. Die Jahre mit grosser Gesamtmenge von Blitzschlägen haben relativ wenig zündende aufzuweisen. Die Regenmengen bei Gewittern sind gewöhnlich sehr gross und werden oft als Wolkenbrüche bezeichnet. Am 3. Juni 1889 fielen bei Reichenbach i. V. in 10—15^m etwa 70 *mm* Regen, also die Minute 5—7 *l* auf das Quadratmeter. Eine weitere Begleiterscheinung der Gewitter sind die Hagelfälle. Die Wintermonate sind fast ganz frei von solchen, der Mai hat durchschnittlich 26% aller Hagelfälle aufzuweisen, der

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 56.

Juni 15%, im Juli steigt die Anzahl wieder auf 26%, nimmt dann aber rasch ab. Gewitter- und Hagelhäufigkeit scheint nicht vollständig miteinander zu korrespondieren; am häufigsten sind die Gewitter im Mai und Juli mit Hagelfällen verbunden. Was die Verteilung der Hagelfälle auf die Tageszeiten anbelangt, so ist sie eine ähnliche wie bei den Gewittererscheinungen, indem die meisten Hagelschläge zwischen 3 und 4^h nachmittags, die wenigsten auf die Nachtstunden von $2—4^h$ fallen; indessen kommen nur 9% aller Fälle auf die Zeit von Mitternacht bis Mittag, dagegen 91% auf die Stunden von Mittag bis Mitternacht. Die grösste Zahl von Hagelmeldungen erreicht das Jahr 1890, die geringsten fallen in die Jahre 1893 und 1894.

Der Gewitterzug vom Lande nach der See. In der »Monthly Weather Review« des Washingtoner Wetter-Bureaus vom September 1896, p. 331, bespricht A. J. Henry die vorherrschende Zugrichtung der Gewitter in den Golfstaaten. Nach den Beobachtungen der Jahre 1892—1896 kommt diese an der grossen Mehrzahl der Stationen am häufigsten aus SW bis W, in Key West an der Südspitze von Florida aber aus O bis SO; an letzterem Orte also mit dem — hier zum OSO — Winde abgelenkten — Passat, an den übrigen aber mit der westlichen Strömung der gemässigten Breiten, obwohl die östlichen Winde in Spätsommer an der Ostküste nordwärts bis nach Karolina vorherrschend sind.

Anlass zu der Notiz hat aber besonders der bemerkenswerte Unterschied im vorherrschenden Gewitterzuge an der Ost- und der Westküste der Halbinsel Florida gegeben. Der Beobachter zu Tampa an der Westküste hatte in einer Zuschrift an das Bureau dessen Aufmerksamkeit darauf gelenkt, dass alle Gewitter des Sommers in Tampa aus SO kamen, während in Titusville an der Ostküste derselbe Beobachter sie stets aus SW, W oder NW aufziehen gesehen hatte. Die fünfjährigen Summen bestätigen diesen Unterschied und zeigen, dass sogar in dem südlicher als Tampa gelegenen Jupiter die Gewitter vorwiegend aus SW kommen; sie stellen sich folgendermassen, in %:

	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Ostküste } Titusville	1	0	2	3	7	53	10	24
» } Jupiter	7	5	5	10	10	37	14	12
Westküste, Tampa	4	8	21	17	11	16	16	7
Südspitze, Key West	3	11	35	19	15	10	7	1

»Wir finden,« bemerkt hierzu Prof. Köppen[1]), »über Florida also im kleinen Ähnliches, wie über Südafrika; die Gewitter kommen an beiden Küsten überwiegend aus dem Innern, gegen den Seewind, gezogen. Von den sogenannten Tornados an der Westküste Afrikas, die typische Gewitterböen sind, ist es genugsam bekannt, dass sie aus Ost und Nordost, gegen die vorherrschende schwache südwestliche Brise, heraufziehen und losbrechen. Auf

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 56.

seiner ersten Durchquerung Afrikas fand Wissmann, als er von Westen her in die Gegenden zwischen Kongo und Tanganyika gelangt war, dass von hier an die Gewitter nicht mehr aus dem östlichen, sondern überwiegend aus dem westlichen Quadranten zogen, während der Unterwind umgekehrt nur von der Ostseite des Horizontes zu kommen pflegte. Dieselbe Beobachtung ist schon damals und später auch von andern bestätigt worden.

Da die Gewitter mit der Luftströmung in gewissen mittlern Höhen der Atmosphäre fortschreiten, so bietet ihr Zug in überraschend typischer Weise das Bild des Abflusses der erhitzten Luft in der Höhe vom Kontinente nach den kühlern Meeren dar, während umgekehrt am Erdboden die Luft, besonders in Afrika, nach dem Wärmezentrum hinströmt. In Florida ist die Erscheinung, der Kleinheit der Halbinsel entsprechend, weniger entwickelt, und sie kombiniert sich hier mit dem Übergange vom Passat zu den veränderlichen Westwinden der gemässigten Zone. Dass sie dennoch auch hier nicht zu verkennen ist, verdankt sie vielleicht dem Umstande, dass Gewitter gerade unter Umständen auftreten, die für einen Wärmeüberschuss des Landes über das Meer besonders günstig sind.«

Zerstreuung von Hagelwolken durch Schiessen. Die k. k. meteorologische Zentralanstalt in Wien veröffentlichte einen ihr zugegangenen Bericht über Versuche, die von einem Besitzer ausgedehnter Weingärten an der südlichen Abdachung des Bachergebirges über die Wirkung von Böllerschüssen auf Hagel- und Gewitterwolken angestellt worden sind. Derselbe errichtete auf seine Kosten an sechs hochgelegenen Punkten in einer Ausdehnung von 2 *km* Schiessstationen. Jede derselben besteht aus einem hölzernen Gebäude, in welchem 10 Stück schwere Böller aufbewahrt werden, wozu die Munition in einer etwas abseits liegenden Pulverhütte befindet. Ein Korps von umwohnenden Winzern besorgt freiwillig bei herannahendem Gewitter das Abschiessen der Böller. Jede Hütte wird von sechs Mann bedient, so dass mit 60 Böllern, deren jeder eine Pulverladung von 120 *g* erhält, ununterbrochen geschossen wird. Die Wirkung dieses Schiessens ist im Verlaufe des Sommers 1896 von vielen Bewohnern der benachbarten Stadt Windisch-Feistriz beobachtet und festgestellt worden. »Drohend schwarz drängten die Wolkenmassen von den Höhen des Bachergebirges heran; auf einen Signalschuss begann gleichzeitig das Schiessen, und nach wenigen Minuten kam Stillstand in die Wolkenbewegung, dann öffnete sich wie ein Trichter die Wolkenwand, die Ränder des Trichters begannen zu kreisen, bildeten immer weitere Kreise, bis sich das ganze Wolkengebilde zerstreute, nicht nur kein Hagelschlag, auch kein Platzregen fiel nieder. Sechsmal im Laufe des Sommers 1896 fand das Ereignis statt, stets mit gleich gutem Erfolge; die Wirkungsweise erstreckte sich auf ungefähr eine Quadratmeile.« Die Wiener meteorologische Zentralanstalt veröffentlichte diesen merk-

würdigen Bericht ohne Kommentar, womit sie ausspricht, dass die behaupteten Erfahrungen wenigstens nicht dem Bereiche des Unmöglichen angehören und einer Prüfung an andern Orten würdig sind. Die Ansicht, dass Gewitter durch Schiessen vertrieben werden können, herrscht in manchen Gegenden der Alpen, ja, es sind wegen angeblicher Gewitterzusendungen durch Schiessen schon Streitigkeiten zwischen einzelnen Gemeinden entstanden. Im Jahre 1865 fasste eine nahe bei München gelegene Gemeinde den Beschluss, dass in ihrem Orte beim Herannahen von Gewittern Böller abgefeuert werden dürften, da die ihrer Flur zunächst gelegenen Ortschaften dasselbe Wetterschiessen vornahmen, wodurch diese verschont, die eigene Gemeinde aber von den Unwettern verheert werde. Diese Ansicht steht übrigens vollständig derjenigen entgegen, dass durch Kanonenschüsse Regen hervorgerufen werden könne, eine Meinung, die vor einigen Jahren in Nordamerika zu praktischen Versuchen führte, welche mit völligem Fiasko endigten. Der Gebrauch, Gewitterwolken durch Kanonendonner zu vertreiben, findet sich schon im Jahre 1680. Wie Arago berichtet, erzählte der Seefahrer Graf von Forbin in seinen Denkwürdigkeiten: »Während unseres Aufenthaltes an der Küste bei Kartagena in Südamerika bildeten sich täglich gegen 4^h nachmittags Gewitter, deren von furchtbaren Donnerschlägen begleiteten Blitze in der Stadt Verheerungen anrichteten. Graf d'Estrées aber hatte in dem Kanonendonner das Geheimnis gefunden, sie zu zerstreuen. Als die Spanier dies bemerkten und sahen, dass nach der zweiten und dritten Salve das Gewitter gänzlich zerstreut war, schienen sie über dieses Wunder, das sie sich nicht zu erklären wussten, betroffen und gaben Erstaunen und Schrecken darüber zu erkennen.« Ein ehemaliger Seeoffizier, der Marquis von Chevriers, war von der Thatsache, dass Kanonendonner auf dem Meere die Gewitter zerstreut, so fest überzeugt, dass er auf seinem Landgute in Mâconnais Gewitter und Hagel durch dieses Mittel bekämpfen liess und jährlich 2—3 Zentner Schiesspulver verbrauchte. Der Erfolg muss, nach Ansicht der dortigen Landleute, zufriedenstellend gewesen sein, denn nach dem Tode des Marquis setzte die Gemeinde das Wetterschiessen fort, und im Jahre 1806 war dasselbe in mehr als einem Dutzend Gemeinden Frankreichs üblich. Man benutzte ausnahmslos Böller, die meist auf Anhöhen untergebracht und abgefeuert wurden. Arago hielt die hier angeführten Erfahrungen mit Recht nicht für ausreichende Beweise, dass Kanonenschüsse Gewitter (und Hagelwolken) zerstreuen, und wies darauf hin, dass bisweilen gewaltige Kanonaden den Ausbruch von Gewittern durchaus nicht verhindert haben. Den von ihm beigebrachten Belegen könnte man aus neuerer Zeit noch die Schlacht von Solferino hinzufügen, während deren, trotz des furchtbaren Kanonendonners aus Hunderten Geschützen, nachmittags gegen $4^1/_2{}^h$ ein Gewitter ausbrach, das sogar auf dem ganzen Schlachtfelde zum Einstellen des Kampfes nötigte. Eine solche Thatsache muss immerhin als schwerwiegender Beweis gegen die behauptete Wirkung des Geschützdonners betrachtet werden.

Eine aerodynamische Theorie der Gewitter hat E. Engelenburg aufgestellt[1]). Nachdem er die sämtlichen bisher aufgestellten Hypothesen über die Ursache der Gewitterbildung kurz angeführt und deren Unzulänglichkeit nachgewiesen hat, bemerkt er sehr richtig: »Eine brauchbare Gewittererklärung muss eine ganze Reihe Erscheinungen auf eine und dieselbe Grundursache zurückführen. Dieselbe Ursache muss einen Komplex zum Teil ganz anderer, ja selbst entgegengesetzter Erscheinungen erklären.

Dabei drängt sich von selbst die Frage auf nach dem Ursprunge der enormen Energiemengen und der plötzlichen gewaltigen Umänderungen der Energie, wie sich diese in Kondensation, Sturmwind, Hagelbildung und Blitzen kundgiebt. Druckstufe und schnelles Sinken der Temperatur sind fast immer beständige Begleiter, welche die Erscheinung einleiten, und deshalb liegt es auf der Hand, die gewaltigen Energiemengen als eine andere Form der verschwundenen Wärme zu betrachten. Die beträchtliche Temperaturerniedrigung in der Atmosphäre ist also der Anfang aller physikalischen Prozesse, sie bildet zugleich das Glied der Kette, welches die physikalischen Wirkungen mit den aerodynamischen verbindet. Weil nun Druckzunahme und Abkühlung als Zwillingsschwestern immer Hand in Hand gehen, so glauben wir nicht zu irren, wenn wir als primäre Ursache der Abkühlung die schnelle Ausdehnung und die damit zusammenhängende Luftverdünnung im Zentrum der Temperaturerniedrigung betrachten, während Luftverdichtung ausserhalb vor sich geht. Dieser Vorgang ist am besten zu verstehen durch die Annahme eines horizontalen Luftwirbels, und in dieser Wirbelung ist sofort die Kraft aufgedeckt, welche den Hagel schwebend erhält und den Körnern ihre Gestalt und Struktur als Rotationskörper verleiht.«

»Es besteht,« fährt Engelenburg fort, »eine grosse Verschiedenheit in der Weise, wie Wirbel sich in der Atmosphäre bilden können, und deshalb eine ebenso grosse Verschiedenheit in den Arten der Gewitter. Der Hauptsache nach unterscheiden wir 1. Sturmgewitter, 2. Böen und 3. Wärmegewitter.

Die horizontalen Wirbel der Atmosphäre trennen wir in zwei Gruppen: 1. rechts- und linksdrehende Wirbel, je nachdem die rotierende Bewegung in gleicher oder entgegengesetzter Richtung mit der Bewegung der Uhrzeiger vor sich geht, wenn man sich so stellt, dass der Wind von der linken nach der rechten Hand weht. Die linksdrehenden Wirbel kommen am meisten vor, sie erklären die grösste Anzahl der Gewitter, und zwar alle jene, welche zur Gruppe der Böen und Wärmegewitter gehören.«

Die Sturmgewitter zählt Engelenburg zu den rechtsdrehenden. Sie treten im Winterhalbjahre mit Südweststürmen auf, wenn ein Luftdruck-Minimum mit seinem Zentrum über der Nordsee liegt. »Unter den angedeuteten Umständen kommt die Luft mit Sturmes-

[1]) Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte. **19. Nr. 4.**

eile aus dem Meere über das Land, und dabei kann es vorkommen, dass lokal und momentan die Geschwindigkeit grösser ist, als mit permanenter Bewegung möglich ist, dann tritt dort zur Stelle auf einmal wirbelnde Bewegung ein. Diese lokale und momentane sehr grosse Geschwindigkeit ist zwar nicht zu beweisen, doch dies ist bloss eine Folge des summierenden Charakters der Apparate zur Registrierung der Windgeschwindigkeit mittels Anemometer. Diese Annahme wird jedoch genügend bestätigt durch die kontinuierlich registrierenden Winddruckinstrumente an den Orten, wo das Gewitter hinüberzieht. Der Winddruck wächst sehr schnell und zeigt dabei eine fortwährend zunehmende Zahl stets kräftiger Windstösse, welche mit dem Eintreten des Gewitters auf einmal fortbleiben, und sogleich wird der mittlere Druck beträchtlich verringert. Die rotationelle Bewegung ist ausser der Windgeschwindigkeit von einem Hindernisse abhängig; als solches tritt die Küste ein, sei es bloss durch vermehrte Reibung, sei es daneben durch Luftströme. Die aus dem Meere kommenden Luftteilchen werden in die Höhe gelenkt; infolge ihrer grossen Bewegungsenergie behalten sie die neue Bahn länger, als für das Umgehen des Hindernisses nötig ist. Auf diese Weise entsteht unmittelbar hinter dem Hindernisse ein luftverdünnter Raum, bis plötzlich die in die Höhe gedrängte Luft sich wirbelnd hier hineinstürzt. Die teilweise aufgehaltene Luft an der Küste muss nach dieser Richtung ausweichen, und weil die notwendige grosse Geschwindigkeit nur einen Augenblick dauern kann, so ist damit die doppelte Veranlassung zur wirbelnden Bewegung fortgenommen. Nach einigen Kreisläufen stirbt die wirbelnde Bewegung auf der Stelle aus. Wie nun der vertikale Wirbel an der Spitze eines Turmes sich nach unten in der ruhigen Luft zur Leeseite fortpflanzt, so wird auch die horizontale wirbelnde Bewegung in der landeinwärts relativ ruhigern Luft seitlich übertragen. Die Luft rotiert dabei nicht in vertikalen Flächen, sondern in schraubenförmigen Bahnen. Die Fortpflanzung der Wirbelung kann man sich denken wie saugend in diesen Schraubenlinien oder durch Übertragung der Bewegung auf die benachbarten Schraubenwindungen. Die in einiger Höhe vorkommenden grossen Windgeschwindigkeiten treten dabei unterstützend auf. Die Wirbelung schreitet also nach einer Richtung senkrecht zur Windesrichtung immer weiter, indem sie nach hinten fortwährend abstirbt, analog wie wenn eine vorn scharf begrenzte schmale Scheibe aus rotierender Luft über eine senkrecht zur Windrichtung stehende Axe fortgeschoben wird.«

Die Gruppe der linksdrehenden Wirbel umfasst nach Engelenburg die Gewitterböen und Wärmegewitter. Viele der erstern bilden den Übergang zu den letztern. »Das sogenannte böige Wetter gehört hierzu. Es tritt in den Niederlanden auf bei Anwesenheit eines ausgedehnten Luftdruck-Minimums in Westeuropa, dessen Zentrum durch die Nordsee ostwärts schreitet. Im südlichen und südwestlichen Teile dieser Depression weht kräftiger SW-Wind. Der

Himmel ist abwechselnd schwer bewölkt und heiter. Sonnenschein und Hagelböen mit Regen wechseln sich längere Zeit ab. Lokal und unregelmässig über das Land verbreitet, werden ein oder mehrere Donnerschläge gehört. Diese Erscheinungen erreichen ein Maximum in den Nachmittagsstunden und geben so ihre Abhängigkeit von der Insolation kund. In den Augenblicken, während der Himmel heiter ist, fühlt man die kräftige Wirkung der Sonnenstrahlen. Diese kräftige Insolation muss lokal in der allgemeinen südwestlichen Strömung eine Aufsteigung hervorbringen, welche sich alsdann bald in einer bleigrauen oder braunen Kumuluswolke mit blendend weissen Kuppen kundgiebt. An der Leeseite dieser aufsteigenden Luftmenge gerät die allgemeine südwestliche Strömung in Aufsteigung und kurz dauernde Wirbelung. Der ganze Vorgang ist innerhalb kurzer Zeit abgespielt und treibt zu gleicher Zeit in dem allgemeinen Strome weiter, und daraus erklärt sich die lokale Begrenzung und kurze Dauer der Erscheinung. Sie wiederholt sich im südöstlichen Quadranten ganz unregelmässig bald hier, bald da. Die Hagelkörner sind klein und hart und besitzen die eigentümliche konische Gestalt mit kugelförmiger Grundfläche. Wahrscheinlich ist diese eine Folge der beträchtlichen Höhe der Kumulusmassen, in denen sie gebildet sind; während des Herabfallens durch die feuchte aufsteigende Luft wird fortwährend Wasserdampf an ihrer untern Seite kondensiert und gefriert, und weil bei diesem Anwachsen der Schwerpunkt immer tiefer in dem Korne herunterrückt, fällt dieses, ohne umzukippen. Die sehr grossen Höhen in Verbindung mit der geringen Intensität und der kurzen Dauer der Erscheinung sind die Ursache, dass Temperatur und Luftdruck auf der Erde keine merklichen Störungen erleiden; am deutlichsten merkbar sind die impulsiven Luftbewegungen in den Windaufzeichnungen.«

Das Auftreten der Gewitterböe, wie es sich an einem heitern, schwülen Tage dem Beobachter zeigt, beschreibt Engelenburg in folgender Weise: »Anfangs erscheinen kleine, sogenannte falsche Cirri am westlichen Himmel; bald wird da der ganze Himmel mit Cirro-cumuli und später mit einem sich ausbreitenden Cirro-stratus-Schirme überzogen, bis zuletzt unter dieser immer dichter werdenden Decke eine grosse wulstförmige, dunkle Wolkenmasse mit grosser Geschwindigkeit zum Zenith hinaufzieht. Vom Perspektiv gekrümmt, erscheint dieser kompakte, beinahe schwarze Wolkenwulst wie ein grosser Bogen mit den beiden Schenkeln auf dem Horizonte ruhend. Der vom Bogen umschlossene Teil des Himmels zeigt eine gleichmässige, lichtgraue Farbe. Dies ist das sogenannte Regensegment. Beim Herannahen des Wolkenwulstes zeigt sich die ganze Masse in heftiger Bewegung, und zwar ist der eigentliche Bogen scharf begrenzt, doch jagen etliche kleinere lose Wolkenfetzen an der untern Seite nach vorn, an der Vorderseite nach oben, noch tiefer wirbeln die vom herannahenden Sturmwinde aufgepeitschten Staubmassen durch die Luft. Die Finsternis mehrt sich stark, und in dem Augenblicke, wo der Wolkenwulst durch den Zenith eilt, unterbricht ein starker westlicher Windstoss die herrschende Stille, bisweilen von Orkankraft mit verheerenden Wirkungen begleitet. Der Sturmwind dauert nur kurze Zeit, 8 bis 15 Minuten, und nach dem ersten kräftigen Stosse mindert er sich schnell. Zu gleicher Zeit mit dem Sturmwinde fallen einige grosse Regentropfen, welche sehr bald in einen wahren

Platzregen übergehen; dann wird es auch merklich heller. Der tiefgehende Wolkenkragen ist am Zenith vorüber. Aus der darauffolgenden höhern grauen Wolkendecke fält der Regen in Strömen nieder. Zwar ist es lichter geworden, doch jetzt ist die Fernsicht vom fallenden Regen genommen. Die Intensität des Regens ist örtlich in dem Wolkenwulste sehr verschieden und geht bisweilen ganz in Hagelschlag über. Kommt solch ein Teil über den Beobachtungsort, dann folgt unmittelbar auf den Windstoss ein Hagelschlag, welcher erst nach einigen Minuten in Regen übergeht. Kurz nach dem Losbrechen des kräftigen Regens erscheinen auch die Blitze über dem Beobachtungsorte. Auch diese sind lokal und mit der Zeit sehr verschieden an Intensität. Bisweilen unterbleiben sie stellenweise gänzlich, oder es werden nur schwache Donnerschläge nach dem Vorüberziehen des Wolkenkragens gehört. Ein anderes Mal folgt ein regelmässiges, 15 bis 30 Minuten anhaltendes Gewitter. Gegen das Ende wird der westliche oder nordwestliche Wind schwächer und dreht sich dabei nach SW zurück. Der Regen verliert den Charakter eines Platzregens und geht allmählich in einen bisweilen lange dauernden Landregen über. Die allgemeine Wetterlage erfährt durch das Vorüberziehen einer Böe eine gänzliche Umgestaltung. Es ist kühl, und wenn der Regen zuletzt aufhört, bleibt der Himmel noch längere Zeit überzogen. Bei einigen Böen wird der erste Windstoss von einem oder mehrern schwächern gefolgt.

In der Front der Böe, d. h. mit dem Losbrechen des Sturmwindes fällt die Temperatur um mehrere Grad: zur selben Zeit gehen Luftdruck und relative Feuchtigkeit sprungweise in die Höhe. Sind mehrere Windstösse von abnehmender Stärke beobachtet, dann ist jeder dieser von dergleichen doch weniger auffallenden Störungen des Druckes, der Temperatur und Feuchtigkeit begleitet.

Gewisse Stellen in der Front zeichnen sich durch grössere Intensität aller Erscheinungen aus, und dies tritt nach dem Vorübergange deutlich ans Licht in den schmalen Zerstörungsstreifen und Hagelstrichen, deren grösster Durchmesser senkrecht zur momentanen Erstreckung der Böe steht. Das momentane Gewitterterrain ist ein schmales Band ziemlich senkrecht zur Bewegungsrichtung.

Die schmalen Hagel- und Zerstörungsstreifen in ihrer Ausdehnung, so sehr mit den Tornadobahnen in Amerika übereinstimmend, sind manchmal Anlass gewesen zur Vorstellung, als ob die ganze Erscheinung aufgebaut wäre aus einer Reihe von Cyklonen oder Wirbel mit vertikalen Axen, welche wie Soldaten Schulter an Schulter in der Reihe vorwärts rücken. Diese Meinung findet man z. B. bei Mohn und Hildebrandson. Doch haben die Untersuchungen der verheerten Landstriche nicht die geringste Spur einer cyklonartigen Windbewegung in den umgeworfenen Gegenständen entdecken können. So war z. B. das Resultat der Forschungen nach den Verheerungen des Sturmes am 9. August 1881, des Orkans zu Crossen, des Wintergewitters vom 1. bis 2. Dezember 1887 in Skandinavien und Russland, des Orkans zu Dreux am 18. August 1891 u. s. w.«

Engelenburg giebt nun eine analytische Betrachtung der Art und Weise, wie sich die Luftbewegung vor, während und nach dem Auftreten einer Gewitterböe gestaltet, doch muss wegen dieser auf das Original verwiesen werden. Dann geht er über zu den Wärmegewittern. »Die unmittelbare Veranlassung ist eine kräftige aufsteigende Bewegung eines Teiles der Atmosphäre infolge Insolation. Wird bei heiterem, warmem Sommerwetter eine Luftmasse in der Nähe der Erdoberfläche von den Sonnenstrahlen kräftig erwärmt, so gerät sie infolge ihres geringen spezifischen Gewichtes in Aufsteigung. Bei diesem Emporsteigen dehnt sie sich bald in allen Richtungen aus und bekommt dabei die aus Vettin's Rauchexperimente bekannte

Champignonform. Der Rand dieses Pilzes rollt sich stellenweise oder an dem ganzen Umfange auf, und auf diese Weise entsteht ein partieller oder vollständiger Wirbelring. Anfangs steigt dieser Wirbelring noch weiter in die Höhe, und dabei dehnt sich der Diameter des Ringes aus, doch bald wird die ganze Masse in gewisser Höhe zum Stehen gebracht, weil die anfängliche Steigkraft erschöpft ist, und zwar hauptsächlich infolge der eigentümlichen Umstülpung der aufsteigenden Luft, wodurch die mitgeführte Wärme schnell an die umgebende Luftmasse abgestanden wird, und dessen ungeachtet die Expansion bei der Steigung letztere noch befördern muss. Bald ist die warme Luft gänzlich mit der umringenden gemischt. Ist die Steigung nicht ausschliesslich Folge geringern spezifischen Gewichtes, also grosser Hitze und Feuchtigkeit, sondern wohnt der Luft nahe der Erde bereits eine anfängliche Eigengeschwindigkeit inne, dann wird der Ring höher steigen. Weil die umgebende Luft jedoch niemals in Ruhe sich befindet, werden die Wirbelungen nach kürzerer oder längerer Zeit zerstört und aufgelöst.

Je ruhiger also die Atmosphäre, ceteris paribus, desto regelmässiger werden sich die Wirbel bilden und weiter entwickeln, und hieraus erklärt sich die erste Bedingung für das Zustandekommen eines Wärmegewitters: gleichmässige Luftdruckverteilung über grössere Teile der Erdoberfläche, zusammen mit Windstille und kräftiger Insolation.

Der erste Fall: Steigung einer Luftmasse ohne Anfangsgeschwindigkeit infolge geringen spezifischen Gewichtes und Expansion, verursacht lokale Wärmegewitter. Kommt dabei der Wirbelring vollständig und kräftig zur Bildung, dann entsteht ein sich langsam nach allen Richtungen konzentrisch ausbreitendes Gewitter. Kommt der Ring nur teilweise zu stande, dann breitet sich das Gewitter nur in dieser Richtung aus. Diese Gewitter sind in den Niederlanden ziemlich selten, meistens im Juni vorkommend. Häufiger treten sie in Gebirgsländern, sowie in den Alpenländern, Mittelitalien und Sachsen auf. In dem »Sächsischen Meteorologischen Jahrbuche« für 1884 wird mitgeteilt, dass bei der Mehrzahl der Gewitter gewisse Zentra anzugeben sind, von welchen die Gewitterbildung sich ausbreitet, ebenso wie die Wellen durch einen ins Wasser geworfenen Stein. Im gleichen Sinne äussern sich Ferrari, Prohaska und andere Gewitterforscher. Diese Gewitter pflanzen sich viel langsamer fort als die übrigen, weil die Bewegung nur durch die Ausdehnung des Diameters des Wirbelringes verursacht wird. Mit dieser Erklärung übereinstimmend ist die geringe mittlere Geschwindigkeit der Junigewitter in den Niederlanden im Vergleiche zu denen der übrigen Monate und die geringere Geschwindigkeit, welche nach Prohaska den Gewittern in Steiermark zukommt, nämlich 30 *km*, gegen 40 *km* pro Stunde in den flachern Gegenden Westeuropas. Weil der aufsteigende Strom in diesem Falle nicht lange gespeist und der Wirbel bald zerstört wird, sind diese Gewitter schnell beendigt.

Der zweite Fall, wenn die aufsteigende Luftmasse ausser der innewohnenden Steigkraft noch eine Anfangsgeschwindigkeit nahe der Erdoberfläche besitzt, ist der mehr komplizierte und verursacht die eigentlichen Wärmegewitter. Dieser Umstand zeigt sich da, wo nicht eine gesonderte Luftmasse, sondern ein konstanter Strom emporsteigt, wie er im Zentrum jener kleinen selbständigen Luftdruckminima vorhanden ist, welche bei gleichmässig verteilter Luftdruckverteilung und grosser Hitze durch Insolation entstanden, aus uns noch unbekannten Gründen über grössere Abstände sich fortbewegen. Der zentrale Teil eines solchen Minimums bildet gleichsam den Schornstein, durch welchen die Luft, aus ziemlich grosser Entfernung angezogen, in die Höhe geführt wird. Unmittelbar auf der Erde strömt die Luft von allen Seiten nach dem Zentrum und gerät, nachdem sie sich diesem nähert, nach und nach in Steigung. Die horizontalen konvergierenden Ströme verursachen nur schwache Winde, dennoch ist die Aufsteigung im Zentrum rasch, weil der Schornstein ziemlich enge ist, und also grosse Verengung des Strömungsprofils eintritt. Infolge des kontinuierlichen Stromes werden die Erscheinungen sehr kompliziert. Es entsteht nicht ein einziger Wirbelring, sondern eine Menge schnell aufeinanderfolgender Wirbel. Diese Wirbelbruchstücke greifen in- und durcheinander, wie Oberbeck dargethan hat. Diese für sich kaum verfolgbaren Bewegungen werden noch komplizierter durch das Fortschreiten des Minimums als Ganzes durch die Atmosphäre.«

Die allgemeine Erscheinung eines Wärmegewitters beschreibt Engelenburg wie folgt: »Bei sehr gleichmässig verteiltem Luftdrucke, zusammen mit Windstille oder schwachem, verschieden gerichtetem Winde, herrscht heiteres warmes Wetter. In südwestlicher Richtung befindet sich in grosser Entfernung ein kleines Luftdruckminimum mit nur kaum oder gar nicht wahrnehmbarer cyklonaler Windverteilung; dieses Minimum rückt mit grosser Geschwindigkeit entweder aus Frankreich oder auf der Bahn IV b heran. Die ersten Kennzeichen für einen gesondert stehenden Beobachter sind kleine Cirri oder Cirro-cumuli, bald von einem lichtgrauen Cirro-stratus-Schleier gefolgt. Dann erscheinen auch bereits am südwestlichen Horizonte mächtige Cumuli mit blendend weissen Kuppen. Ist die Dunkelheit schon eingetreten, dann wird der südwestliche Teil des Himmels nahe dem Horizonte von schnell aufeinanderfolgenden Blitzen erleuchtet. Diese Cumuli ziehen mehr und mehr heran; die Kuppen bilden sich stets um: der Schleier wird dichter. Die Hitze, welche schon lange vorher gross war, wird noch drückender; der Wind dreht sich langsam nach Nordosten zurück. Tief unter dem Schleier schweben kleine dunkle lose Wolken mit grosser Geschwindigkeit von SW nach NO. In diesen sind deutlich die Trümmer wulstförmiger Wolkengebilde erkennbar. Anfangs ziehen sie in grosser Entfernung unter einander vorüber; ihre Zahl, sowie ihre Grösse mehren sich rasch, und dann fängt ihr Vorübergang an, sich zu kennzeichnen durch schwache Windstösse und Umspringen des Windes. Bald ist das ganze Himmelsgewölbe von schweren Wolkenmassen verdeckt. Der Donner, welcher schon während einer halben Stunde anfangs schwach, doch stets deutlicher hörbar ist, dröhnt in laut rollenden Schlägen durch die Luft; helle Blitze, schlängelnd und horizontal, durchzucken die Luft. Der Regen, anfangs schwach, wird stets heftiger und geht zuletzt in Platzregen über.

Das Gewitter kommt also nicht, wie die Böe, auf einmal schnell zur Stelle, sondern nach und nach. Die erste Phase des eigentlichen Gewitters am Orte der Beobachtung, nämlich wenn der Regen herunterfällt, ist keineswegs so intensiv wie bei den Böen, auch ist sie keineswegs die kräftigste der ganzen Erscheinung. Während längerer Zeit bleibt das Gewitter an einer Stelle, es wird abwechselnd schwächer und stärker, bis das Phänomen in sanftem, bald endigendem Regen aufgelöst ist und am nordöstlichen Horizonte verschwindet, dann, manchmal noch während des Fallens des Regens, ist die Sonne auch wieder hervorgebrochen. Jede Verstärkung der Erscheinung giebt sich kund in allen Elementen: hellere schnell aufeinanderfolgende Blitze, lauteres Getöse des Donners, grössere Intensität des Regens, stellenweise von Hagel begleitet, Windstösse mit rechtsdrehendem Wind. Das Eintreffen erfolgt bisweilen mit Abkühlung zusammen, welche jedoch geringer ist als bei den Böen. Bei den nächtlichen Gewittern sinkt die Temperatur schnell, doch erst nach dem Vorübergange des Gewitters; während des Tages wird diese Abkühlung von der wieder hervorbrechenden Sonne kompensiert. Die Luftdruckstörung zeigt niemals den Charakter einer einzigen Druckstufe, sondern eine Reihe manchmal kaum wahrnehmbarer Hübel, abgeschlossen von einer kleinen Senkung und Hebung, welche den Vorübergang des auf das Gewitter folgenden Minimums andeutet.«

Wegen der Erklärung der beobachteten Erscheinungen aus des Verfassers Wirbeltheorien ist auf das Original zu verweisen, schliesslich giebt der Verf. folgende vorläufige schematische Einteilung und einen kurzen Überblick der Kennzeichen der Haupttypen:

Rechtsdrehende Wirbel.

Gruppe A oder Sturmgewitter.

1. Eigentliche Sturm- oder Wintergewitter.
2. Böiges Wetter mit NW-Wind, lokal Hagel, Blitz und Donner.
3. Einige Gewitter nachts im Sommer.

Linksdrehende Wirbel.

Gruppe B oder Böen.

1. Eigentliche Böe oder Linesquall mit breiter Front.
2. Böiges Wetter mit SW-Wind, lokal Gewittererscheinungen.
3. Unregelmässig auf kleinern Terrains kurz auftretende Gewitter (thunderstorms with secondaries)

Gruppe C oder Wärmegewitter.

1. Ausgedehnte Wärmegewitter.
2. Lokale Wärmegewitter; hierzu gehören auch viele tropische Gewitter und Gewitter bei Vulkanausbrüchen.

Übergangsformen zwischen Böen und Wärmegewittern:

1. Gewitter hinter einem kleinen Luftdruck-Minimum.

Übergang zwischen B_2 und C_2:

2. Gewitter infolge eines unmittelbar über die Erdoberfläche vordringenden Luftstromes: Der Strom fliesst aus einem Luftdruck-Maximum in ein Gebiet regelmässiger Luftdruckverteilung; er fliesst zwischen zwei Minima (wedge-shaped isobars); er wird gebildet von dem Seewinde. Auf letztere Weise entstehen viele tropische Gewitter und die aufeinanderfolgenden Gewitter.

Der Zustand der allgemeinen Luftdruckverteilung, bei welchem diese Gewitter in den Niederlanden auftreten, ist folgender:

A. Ausgedehntes Luftdruck-Minimum in der nördlichen Nordsee, sehr kräftig bei A_1 und A_2. Das Gewitter entwickelt sich in der rechten Hälfte des Minimums.

B. Ausgedehntes mässiges Luftdruck-Minimum in der nördlichen Nordsee. Gewitter in der rechten Hälfte.

1. Sehr deutlich ausgeprägte Ausbuchtung der Isobaren (Gewittersack, V-shaped isobars).
2. Weniger starke, jedoch deutliche Ausbuchtung der Isobaren oder sekundäre Minima.
3. Ohne merkbare Ausbuchtung.

C. Gleichmässige Luftdruckverteilung mit einem kleinen, selbständigen Minimum.

1. Das Minimum zieht mit ziemlich grosser Geschwindigkeit aus SW-Deutschland, aus Frankreich oder auf der Bahn IV^b (van Bebber) nach den Niederlanden. Gewitter an der Vorderseite (temporali à salte?).
2. Das Minimum steht ziemlich still, ist fast nicht erkennbar in den dreimal täglichen Wetterkarten. Gewitter in dem ganzen Umfange oder nur an einer Seite.

Das Südlicht bildete den Gegenstand einer litterarischen Studie von Dr. W. Boller[1]). Die systematische Beobachtung des Südlichtes ist aus begreiflichen Gründen sehr viel lückenhafter als diejenige des Nordlichtes, sie beginnt eigentlich erst mit Neumayer, der Ende der fünfziger Jahre in Melbourne beobachtete. Dr. Boller giebt eine eingehende Besprechung aller Beobachtungen des Südlichtes sowohl auf dem Festlande als zur See. »Trotzdem das eingelieferte Material lückenhaft ist, gelingt es, bestimmte Schlüsse auf die Ausbreitung des Südlichtes zu ziehen.

Für die Entwicklung der Aurora australis ist die östliche Halbkugel die bevorzugte, wie umgekehrt für die des Nordlichtes die westliche den Vorrang hat. Das Gewicht der zahlreichern Beobachtungen auf dem östlichen Teile der südlichen Halbkugel ist jedoch einzuschränken. Die weitaus grösste Anzahl der Seebeobachtungen erstreckt sich auf die Gebiete zwischen dem 40. und 45. Breitengrade und dem 50. und 150. Längengrade. Hier läuft der Hauptverkehrsweg von Europa, bezw. dem Kaplande nach Australien, welcher Thatsache die zahlreichern Aufzeichnungen zum Teil zugeschrieben werden müssen. Viel seltener sind schon die Beobachtungen im Stillen Ozean. Die Route von Auckland nach Kap Horn wird schwächer befahren. Die kleinste Anzahl von Südlichtbeobachtungen stammen aus dem Atlantischen Ozean. Eine direkte Handelsverbindung zur See vom Kaplande nach dem Kap Horn besteht nicht, in den Breiten also, wo das Südlicht auftritt, liegt hier die Grenze des Weltverkehres.

---

[1]) Gerland, Beiträge zur Geophysik. 3. 1. Heft. p. 56.

Schicken wir diese Betrachtungen voraus, und vermindert sich auch dadurch das Gewicht der Beobachtungen im Indischen Ozean, so ist die grössere Anzahl daselbst beobachteter Südlichter keinenfalls eine Zufälligkeit, sondern geradezu eine Naturnotwendigkeit. Nahezu alle Entdeckungsfahrer nach dem südlichen Eismeere erblickten dort die Aurora, während im Atlantischen Ozean an der Grenze des Eismeeres sie nur Ross im Februar 1843 bemerkte. Zur gleichen Jahreszeit besuchten diese Gebiete Bellingshausen (1820), Weddell (1825), Biscoe (1831), Dumont d'Urville (1843), aber keiner dieser Forscher erwähnt das Südlicht, obwohl in den Februar und März die Hauptentwicklung der Aurora fällt.

In Südgeorgien wurde während des Aufenthaltes der deutschen Astronomen (1882 — 1883) die Aurora nicht beobachtet, wenn sie auch an einigen Tagen, wo sie in schönstem Glanze in Australien auftrat, durch Störungen der magnetischen Elemente sich bemerkbar machte. Auf den Falklands-, Südshetlands- und Südorkney-Inseln wurde sie noch nicht bemerkt, wie auch die französischen Gelehrten in Orange-Bai am Kap Horn während ihres Aufenthaltes die Entwicklung einer Aurora australis niemals konstatieren konnten.

Von den wenigen Beobachtungen in mittlern Breiten des Atlantischen Ozeans stammt eine von Kapitän Brinck vom Schiffe »Elisabeth«, der unter 41° S und 54° W um 9^h abends am 9. Januar 1891 einen hellen Schein im Süden sah, der die halbe Himmelskugel erleuchtete. Vermutlich war dies ein Südlicht. Eine andere Beobachtung ist die vom 2. Juli 1860 unter 30° S 29° W, doch fehlen über dieselbe alle nähern Angaben. Von St. Helena erwähnt Sabine nur eine einzige Entwicklung, während in Rio Janeiro mehrere, zwar aus dem vorigen Jahrhunderte, aufgezeichnet sind. Ein Hauptverkehrsweg des Welthandels führt endlich seit 100 Jahren an der Ostküste Südamerikas, so dass, wenn die Aurora daselbst häufig auftreten würde, immerhin einige Notierungen vorliegen würden. Auch der östliche Teil des südamerikanischen Kontinentes scheint von Südlichtern frei zu sein, wie sich an der Hand der Publikationen der Anales de la Oficina meteorológica Argentina ergiebt. An Tagen, wo sich in Australien die Aurora in grösster Pracht zeigte, war trotz klaren Wetters unter nahezu gleicher Breite die Aurora hier nicht sichtbar.

Die Grenze für das Auftreten des Südlichtes in Südamerika bilden die Kordilleren und ihre Fortsetzung nach Feuerland.

Weder in der Magellanstrasse, noch in der Strasse von Le Maire, so oft diese auch von wissenschaftlichen Reisenden durchfahren wurden, ist jemals eine Aurora australis beobachtet worden. Erst beim Kap Horn und westlich von demselben tritt das Südlicht in Erscheinung. Vom Kap Horn selbst liegen zahlreiche Beobachtungen vor, speziell erschienen bei klarem Wetter prächtige Entfaltungen des Südlichtes. Nordwestlich vom Kap Horn, zu Tierra del Fuego unter 68° 34′ W und 54° 53′ S wurde in dem Zeitraume vom

1. Januar 1876—1884 nur eine Aurora bemerkt. Beim Eintritte in den Grossen Ozean mehren sich die Beobachtungen, doch sind, wenn man von den wenigen chilenischen absieht, dieselben fast nur auf höhere Breiten beschränkt.

Nachdem wir die Grenzen der Sichtbarkeit des Südlichtes festgelegt haben, kommen wir zu den Gürteln der Hauptentwicklung der Aurora.

Ein Kreis, der vom magnetischen Südpol etwa 38° entfernt ist, schliesst das Gebiet der zahlreichern Südlichtentwicklungen ein. Innerhalb dieses Gebietes ist jedoch die Verteilung eine ungleichmässige.

Südlich des Polarkreises wurde die Aurora nur von Bellingshausen (25./2. 1820), von Walker bei Wilkes Expedition (23./3. 1839), von Borchgrevink (17./2. 1895) und von Ross beobachtet. Die ziemlich zahlreichen Beobachtungen des letztern fallen von Ende Februar bis Anfang März der Jahre 1841, 1842 und 1843. Die Beobachtungsorte liegen sämtlich auf der östlichen Halbkugel. Es kann daher über die Grenzen der Sichtbarkeit des Südlichtes innerhalb der kalten Zone Bestimmtes nicht gesagt werden.

Zwei Gürtel stärkerer Entwicklung grenzen sich ausserhalb des Polarkreises ab, von welchen der innere nur unvollständig bestimmt werden kann und sich wohl auch noch in die kalte Zone ausdehnt. Er beginnt beim 40. Längengrade Ost und endet, über Osten laufend, bei 100° West, beim Polarkreise anfangend und beim 70. Parallel endend. Dieses sichelförmige Zweieck hat seine grösste Ausdehnung nach Süden bis zum 57. Breitekreise zwischen 110 und 150° Ost.

Der zweite Gürtel beginnt beim Polarkreise zwischen 0 und 90° West und dehnt sich ostwärts und westwärts nach Süden hin in einer Breite von ca. 5° bis zum 45. Parallelkreise aus, zwischen 80 und 160° Ost die Gebiete um den 45. Breitekreis auffällig umfassend.

Die Zentren der Gürtel liegen auf der östlichen Halbkugel, wie auch dort die Maximalentwicklung des Südlichtes erfolgt.

Die hier gezogenen Grenzlinien sind aus den Häufigkeitszahlen der im Kataloge angeführten Südlichter geschätzt. Ein streng rechnerisches Verfahren zur Festlegung derselben kann erst auf Grund eines vergrösserten Beobachtungsmateriales erfolgen, und dürften dann unsere Kurven, die jedenfalls Kreise nicht sind, wahrscheinlich eine Umänderung erfahren.

Bisweilen erstreckt sich die Lichtentwicklung bis an den Wendekreis und über denselben hinaus.

Die aus dem Jahre 1730 verzeichnete Beobachtung eines Südlichtes im Südosten der Gegend von Siam dürfte daher als ein echtes Südlicht aufzufassen sein.

Die Ursache dieser ungleichmässigen Verteilung muss in der Lage des magnetischen Südpoles, bezw. in der des Endpunktes der

magnetischen Axe der Erde gesucht werden. Für 1885 wurde die Lage des magnetischen Südpoles wie folgt angenommen: $\varphi = 73^{0}\,39'$ S, $\lambda = 146^{0}\,15'$ O; des Endpunktes der magnetischen Axe der Erde unter: $\varphi = 78^{0}\,20'$ S, $\lambda = 112^{0}\,43'$ O. (Neumayer, Atlas des Erdmagnetismus, p. 10, 19.) Um diese Punkte herum ist die Erscheinung der Aurora nach beiden Seiten hin gleichmässig verteilt, so dass demnach die Entwicklung des Südlichtes im Osten eine stärkere sein muss als im Westen. Die geographische Lage des magnetischen Südpoles macht es daher auch verständlich, dass in Südwestaustralien die Aurora so häufig, im südlichen Atlantischen Ozean dagegen so gut wie gar nicht beobachtet worden ist. Lokaleinflüsse auf die Bildung des Südlichtes dürften dabei nicht ausser acht zu lassen sein. Zu diesen mag die Eisbildung und die Verteilung der Treibeismassen gehören, wie ja auch zwischen der Häufigkeit der Nordlichter und der mehr oder minder mächtigen Eisbedeckung des nördlichen Atlantic, bezw. des Eismeeres ein Zusammenhang zu bestehen scheint.«

Was die jahreszeitliche Verteilung des Südlichtes anbelangt, so findet Verf. dafür zwei Maxima, ein grösseres im März und ein kleineres im Oktober. Das Hauptminimum liegt im Juni, das sekundäre im November.

20. Optische und akustische Erscheinungen.

Durchsichtigkeit der Luft und Fernsicht. Regelmässige Beobachtungen über die Durchsichtigkeit der Luft, d. h. den Grad der Deutlichkeit, mit welchem sich entfernte Berge oder dergleichen von einem bestimmten Punkte aus zeigen, sind bis jetzt nur verhältnismässig sehr wenig angestellt oder doch bekannt geworden, so interessant auch immer die Resultate sein dürften, die sich aus den Diskussionen langjähriger Aufzeichnungen dieser Art ergeben würden. Zu denjenigen Stationen, an welchen derartige Aufzeichnungen seit vielen Jahren gemacht werden, gehört das im südlichen Schwarzwalde in 1000 *m* Höhe gelegene Höchenschwand. Dr. Schultheiss in Karlsruhe hat diese Beobachtungen bearbeitet[1]).

Höchenschwand liegt im südöstlichen Schwarzwalde vollkommen frei auf einer sanft bis zu dem 13 *km* entfernten Rheinthale gegen Süden sich senkenden Hochfläche, die von den tief eingeschnittenen Thälern der Hauensteiner Alb auf der westlichen und der Schwarza, sowie der Schlucht auf der östlichen Seite scharf abgegliedert ist.

Das ganze Alpenpanorama, das sich allerdings nicht sehr oft in seiner ganzen Ausdehnung zeigt, umfasst einen Sehwinkel von etwa 120°; selbst wenn, wie dies meistens der Fall ist, nur ein mehr oder minder grosser Teil der Alpenkette gesehen werden kann, so ist dies doch immer von besonderem Reize, weil sich die schnee-

[1]) Verhandlungen des naturw. Vereins in Karlsruhe Bd. **12**. Meterologische Zeitschrift 1896. Dezember.

bedeckten Berge scheinbar unvermittelt ohne Vordergrund am Horizonte erheben. Die berühmte Alpenaussicht zieht auch alljährlich einen Teil des grossen Stromes von Reisenden, der im Sommer den Schwarzwald durchflutet, nach dem sonst unscheinbaren Pfarrdorfe; leider zeigen sich, wie die folgenden Ausführungen darthun werden, die Berge gerade in der Hauptreisezeit am seltensten und jeweils nur für kurze Zeit.

Die Aufzeichnungen reichen bis zum Jahre 1875 zurück, indessen hat Dr. Schultheiss seine Untersuchungen auf die Zeit von 1884 ab beschränkt, weil seitdem die Beobachtungen von der nämlichen Persönlichkeit angestellt wurden, das Material also homogener ist.

In Höchenschwand wird nicht nur die Häufigkeit, sondern auch der Grad der Sichtbarkeit der Alpen, und zwar nach drei Abstufungen, die mit Indizes 0, 1, 2 in das Tagebuch eingetragen werden, aufgezeichnet; ausserdem wird auch der seltener eintretende Fall eigens aufgeführt, wenn nur die Alpengipfel gesehen werden können. Die Unterscheidung nach den drei Graden lässt sich leichter treffen, als es den Anschein hat, wenn auch natürlich das Mass der Durchsichtigkeit der Luft eine ganze Reihe Stufen durchlaufen kann. Besonders charakteristisch ist der dritte Grad, wenn die Alpen besonders klar und deutlich zu sehen sind; in eigentümlichen kalten Farben liegt dann die Alpenkette vor den Blicken des Beschauers, während bei schwächern Graden der Sichtbarkeit die Töne wärmer, besonders beim Sonnenuntergange sind. Welchen Grad von Klarheit die Luft in der Höhe erreichen kann, davon konnte ich mich, bemerkt Dr. Schultheiss, bei meinem ersten Besuche in Höchenschwand, zu dem mich der Weg in jedem Sommer behufs Visitation der dortigen meteorologischen Station führt, überzeugen. Während des ganzen Tages lag die Alpenkette in wunderbarer Klarheit da; gegen Abend konnte man mit unbewaffnetem Auge den Gasthof auf dem mehr als 50 *km* in der Luftlinie entfernten Ütliberge bei Zürich erkennen, und mit einem durchaus nicht stark vergrössernden Fernrohre liessen sich die Fenster, besonders gut diejenigen, in welchen sich die untergehende Sonne spiegelte, zählen.

In den zwölf untersuchten Jahren waren die Alpen 1126 mal sichtbar, darunter 130 mal besonders schön, im Durchschnitte im Jahre also 94, bezw. 55 mal.

In den einzelnen Jahren ergaben sich folgende Zahlen:

Häufigkeit von	1875	76	77	78	79	80	81	82	83	84
Alpenaussicht überhaupt .	91	111	135	108	126	111	109	105	50	82
Bes. schöner Alpenaussicht	?	?	24	30	36	11	14	1	2	—
Häufigkeit von	1885	86	87	88	89	90	91	92	93	94
Alpenaussicht überhaupt .	100	83	76	114	103	111	116	94	92	105
Bes. schöner Alpenaussicht	3	11	1	18	11	13	28	24	12	3

Bevor Dr. Schultheiss auf die Häufigkeit der Alpenaussicht von Höchenschwand näher eingeht, untersucht er, unter welchen Witterungsverhältnissen sie sich zeigt. Da es sich gleich zu Beginn

der Arbeit herausgestellt hatte, dass es vorwiegend zwei Witterungstypen sind, bei welchen sich die Berge zeigen, nämlich Föhnsituation und Antizyklone, so hat er die Aufgabe etwas beschränkt, indem er nur den dritten Grad der Durchsichtigkeit heranzog. Alle Tage, an denen die Beobachter Alpen aufgezeichnet hatten, hat er auf die Witterungsverhältnisse hin genau untersucht. Aus den Wetterkarten lässt sich wohl in den meisten Fällen leicht erkennen, ob Föhn möglich war oder nicht; leider verzeichnen aber die schweizerischen Stationen nicht immer, ob solcher auch wirklich eingetreten ist. Billwiller bemerkte dem Verfasser gegenüber in Erwiderung auf eine Anfrage, dass das Eintreten von Südwind und stärkeres Sinken der relativen Feuchtigkeit in Altdorf, sowie südöstliche Winde auf dem Säntis meist untrügliche Zeichen dafür seien, dass wenigstens im Reussthale Föhn wehe; dass dieser nicht nur durch die tiefern atlantischen Depressionen, sondern auch, worauf früher Erk und in neuerer Zeit wieder Billwiller und Pernter hingewiesen haben, durch flache, im Alpenvorlande hinziehende Teilminima hervorrufen wird, erwähnt Dr. Schultheiss der Vollständigkeit halber.

Als im Bereiche einer Antizyklone gelegen, hat er das Beobachtungsgebiet nur dann angenommen, wenn sich auf den Höhen die charakteristischen Anzeichen des sinkenden Luftstromes: geringe Stände der relativen Feuchtigkeit und in der kältern Jahreszeit Temperaturumkehrung, haben erkennen lassen; wann letzteres eingetreten ist, liess sich leicht aus den von ihm selbst seit 1887 für die monatlichen Berichte gezeichneten Diagrammen über den Verlauf der Temperatur für jeden Monat und für verschiedene badische Stationen, unter denen sich auch Höchenschwand befindet, entnehmen. Aus frühern Jahren sind solche Diagramme nicht vorhanden. Dr. Schultheiss hat deshalb die weitere Vereinfachung eintreten lassen, dass er nur die Jahre 1887—1894 untersucht hat, um die zeitraubende Arbeit etwas abzukürzen.

Das Ergebnis der Untersuchung ist folgendes: Besonders schöne Alpenaussicht wurde verzeichnet in Höchenschwand

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
im Bar. Maximum .	8	4	4	1	1	1	1	1	3	4	13	22	63
bei Föhn i. d. Schweiz	1	4	9	2	4	—	—	2	2	5	4	4	37
in zweifelh. Fällen .	—	—	1	2	2	1	—	—	—	3	2	—	11

Als zweifelhafte Fälle sind solche bezeichnet, an welchen ein Zusammenhang mit der Luftdruckverteilung nicht gefunden werden konnte.

Alpenaussicht tritt demnach wesentlich häufiger im Bereiche eines Hochdruckgebietes als bei Föhn ein. Entsprechend der bekannten Häufigkeit und Beständigkeit der barometrischen Maxima ist auch die durch sie bedingte grössere Durchsichtigkeit der Luft am häufigsten im Winter und im Herbste, am seltensten im Frühjahre und im Sommer. Alpenaussicht hervorgerufen durch Föhn tritt selten im Sommer, ziemlich gleich oft dagegen in den übrigen Jahres-

zeiten ein, was unverkennbar mit den durch Hann's Arbeiten zur Genüge bekannten Zahlen für die Häufigkeit dieser Naturerscheinung im Zusammenhange steht.

Den mitgeteilten Zahlen ist Wichtigkeit beizumessen, denn sie zeigen, dass in 90 % aller Fälle eine besonders schöne Alpenaussicht von Höchenschwand aus mit einer abwärts gerichteten Bewegung der Luft zusammenfällt, und zwar ist in 57 % der Fälle die ganze Luftmasse über dem Beobachtungsgebiete, in 33 % nur längs der Bergseiten im Sinken begriffen. »Ohne Zweifel wird dadurch ein Teil der feinern Staubpartikelchen, welche sonst die Luft mehr oder minder undurchsichtig machen, in die Tiefe geführt. Wie leicht diese Stäubchen den Luftbewegungen folgen, und wie stark ihre Menge an einem Orte innerhalb kurzer Zeit wechseln kann, dafür liessen sich aus den mit bewunderungswürdiger Geduld ausgeführten Untersuchungen von Aitken eine Reihe von Belegen bringen. Aitken findet z. B. bei seinen Beobachtungen auf Rigikulm, dass die von den Alpen her wehende Luft ganz wesentlich staubärmer als die aus der Ebene emporsteigende ist; denn während im ersten Falle die Stäubchenzahl zwischen 421 und 1305 in 1 *ccm* schwankt, nimmt sie im zweiten bis 5756 zu. Bemerkenswert ist auch die scharf ausgesprochene tägliche Periode des Staubgehaltes der Höhenluft. Nach Untersuchungen auf dem Ben Nevis ist dieselbe folgende:

	1a	4a	7a	10a	1p	4p	7p	10p	Mitt.
Staubteilchen in 1 *ccm*	736	526	570	551	950	1438	1035	1029	854

Diese Zahlen erläutern deutlich eine Erscheinung, welche jedem, der in den Alpen oder in dem Vorlande, z. B. in München, lebt, gut bekannt sind, nämlich die Erscheinung, dass auch an klaren Tagen von Mittag an die Berge immer duftiger und weniger sichtbar werden, so dass man deutliche Alpenaussicht, von Föhnwetter abgesehen, eigentlich nur in den Morgen- und mitunter auch in den Abendstunden geniessen kann. Die etwa um die Mittagszeit einsetzenden, gegen die Berge anblasenden Lokalwinde führen den Staub des Vorlandes in die Höhe und verursachen dadurch den mehr oder weniger verhüllenden Duft, der zwar dem Künstler wegen seines warmen Tones, nicht aber dem Vergnügungsreisenden willkommen ist. Die von Aitken mitgeteilte Zahlenreihe zeigt deutlich die rasche Zunahme der Staubteilchen am Nachmittage, sowie deren Abnahme in den Nacht- und Morgenstunden entsprechend den von den Bergen wegblasenden Bergwinden. In Höchenschwand werden über die Tageszeiten, zu welchen die Alpen sichtbar sind, erst in jüngster Zeit Aufzeichnungen gemacht, so dass ein ziffermässiger Beleg für die tägliche Periode der Sichtbarkeit der Alpen nicht erbracht werden kann.«

»Meine Behauptung,« fährt Dr. Schultheiss fort, »dass besonders schöne und jedenfalls Alpenaussicht überhaupt in den meisten Fällen dadurch zu stande kommt, dass durch absteigende Bewegung die trübenden Staubteilchen in die Tiefe gebracht werden, erfährt also

durch die Aitken'schen Untersuchungen volle Bestätigung. Immerhin verbleiben noch volle 10% aller Fälle, in welchen Alpenaussicht dadurch eine Erklärung nicht erfährt; ich glaube im folgenden zeigen zu können, dass diese teilweise mit der staubreinigenden Eigenschaft der Niederschläge in Zusammenhang gebracht werden können.

Es erübrigt nur noch, einiges statistische Material über die Häufigkeit der Alpenaussicht und dann über deren Zusammenhang mit Niederschlägen anzufügen. Um von der ungleichen Länge der einzelnen Monate unabhängig zu sein, gebe ich nachstehend nicht die Häufigkeitszahlen selbst, sondern die Wahrscheinlichkeit einer Alpenaussicht von Höchenschwand aus.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Alpen überhaupt	0.45	0.35	0.24	0.19	0.23	0.17	0.11	0.13	0.22	0.31	0.30	0.40	0.26
nur Alpen[2] . .	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.06	0.03

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
Alpen überhaupt	0.41	0.22	0.13	0.28
nur Alpen[2]	0.04	0.03	0.01	0.04

Die scharf ausgesprochene jährliche Periode in der Häufigkeit der Alpenaussichten ist nach dem Vorhergehenden leicht verständlich. Die Mehrzahl der Fälle tritt im Bereiche von Antizyklonen ein; entsprechend deren grösserer Häufigkeit und Verharrungstendenz in der kältern Jahreszeit entfällt auf diese das Maximum, während auf die warme Jahreszeit, wo nur vorübergehend barometrische Maxima zur Herrschaft kommen, das Minimum trifft. Am ungünstigsten sind die Hauptreisemonate Juli und August, in welchen die Wahrscheinlichkeit einer Alpenaussicht 3—4mal so gering ist als im Dezember und Januar. Auf etwa neun Alpenaussichten kommt im Jahresmittel eine besonders schöne und klare; eine solche ist verhältnismässig am seltensten (17:1) im Juni, dem Hauptregenmonate, wiewohl man glauben sollte, dass die vielen Niederschläge staubreinigend wirken müssten; verhältnismässig am häufigsten im März und im November (6:1); merkwürdigerweise ist gerade letzterer Monat derjenige, welcher in tiefern Lagen die stärkste Bewölkung aufzuweisen hat.

Schon beim Ausziehen aus den Beobachtungstabellen ist aufgefallen, dass die Alpenaussicht von Höchenschwand aus recht häufig in Gruppen von zwei und mehr Tagen auftritt, ich habe deshalb folgende Zusammenstellung, die nicht ohne Interesse ist, gemacht:

Anzahl der Gruppen von Tagen mit Alpenübersicht (1883—1894)

Gruppen mit	2	3	4	5	6	7	8	9	10	14	Insgesamt Tage	Proz. aller Fälle von Alpenauss.
	Tage											
Winter . .	37	23	11	11	9	1	2	—	1	1	343	79.0
Frühling . .	35	14	6	3	—	—	—	—	—	—	151	62.1
Sommer . .	21	5	5	2	—	—	—	—	—	—	87	59.2
Herbst . .	41	13	12	6	1	—	1	—	—	—	213	70.5
Insges. Tage	268	165	136	110	60	7	24	—	10	14	794	70.5
In Proz. aller Fälle v. Alpenaussicht . .	23.8	14.7	12.1	9.8	5.3	4.9						

Nahezu drei Viertel aller Fälle von Alpenaussichten treten demnach nicht vereinzelt, sondern jeweils mindestens zwei Tage hintereinander auf. Die Gruppenbildung ist am schwächsten im Sommer und darnach im Frühjahre, am stärksten im Winter und Herbste. In der warmen Jahreszeit hält eine Alpenaussicht nur selten drei oder mehr Tage an, während dies in der kältern noch recht häufig eintritt; einmal waren die Berge 10, einmal sogar 14 Tage hintereinander sichtbar. Man erkennt unschwer in diesen Verhältnissen wieder die grosse Verharrungstendenz der die Durchsichtigkeit der Luft vorzugsweise veranlassenden barometrischen Maxima im Winter und Herbste, gegenüber ihrer Unbeständigkeit in den übrigen Jahreszeiten.

Es ist von Interesse, die Witterungsverhältnisse der erwähnten 14 Tage, während welcher der Beobachter in Höchenschwand die Alpen beständig gesehen hat, näher zu verfolgen; es sind dies die Tage vom 28. Dezember 1889 bis 10. Januar 1890. Am 27. Dezember hatte sich die Luftdruckverteilung so gestaltet, dass ein barometrisches Maximum den Nordosten des Erdteiles mit einem Kerne über den russischen Ostseeprovinzen bedeckte, während sich eine Depression über dem Mittelmeere befand; da ein beträchtliches Luftdruckgefälle vorhanden war, so wehten lebhafte nordöstliche Winde, welche die Temperatur zum raschen Sinken brachten. Vom nächsten Tage an senkte sich der Kern des hohen Druckes südwärts, und gleichzeitig gewann er westwärts an Raum; unser Beobachtungsgebiet lag zwar nur am Rande der Antizyklone, doch machte sich deren absteigender Luftstrom zeitweise geltend, denn es wurde in Höchenschwand relativ warm. Eigentliche Temperaturumkehrung konnte aber nicht festgestellt werden; diese trat erst vom 1. Januar an auf, als in der Folge das mit seinem Kerne über Südosteuropa verharrende barometrische Maximum voll zur Herrschaft kam. Am genannten Tage war bereits das Tagesmittel der Temperatur gleich dem der rund 900 *m* tiefer gelegenen Station Karlsruhe, und in den folgenden Tagen blieb es erheblich — bis zu $7\frac{1}{2}^0$ — darüber. Im Laufe des 10. trat ein Witterungsumschlag ein.

Bezeichnenderweise hat nun der Beobachter bis zum 1. Januar, also in der Zeit, in welcher die der Antizyklone eigentümliche, abwärts gerichtete Luftbewegung nur schwach ausgebildet war, bloss die Gipfel der Alpenkette, und erst vom 2. an hat er die Berge bis tiefer herab gesehen; es ist also die Sichtbarkeit der Alpen zeitlich mit dem Augenblick zusammengetroffen, in dem sich der sinkende Luftstrom in seiner vollen Entwicklung eingestellt hat. Das Eintreten der vollen Alpenaussicht kann nicht wohl damit in Zusammenhang gebracht werden, dass etwa Niederschläge die Luft reingewaschen haben; denn der letzte Regen war am 27. Dezember gefallen. Im Hinblicke auf weiter unten folgende Ausführungen bemerke ich, dass der 28. Dezember 1889 ein Samstag, der 2. Januar ein Donnerstag gewesen ist.

Ohne Zweifel besitzen die Niederschläge die Eigenschaft, die Luft von Staub zu reinigen, es ist aber durchaus nicht entschieden, bis zu welchem Grade dies der Fall ist. Wahrscheinlich werden aber nur die gröbern mechanischen Verunreinigungen der Luft, insbesondere die Rauchteilchen, zum grössern Teile zum Boden geführt, in geringerem Masse wohl auch die feinern, zumal wenn sie als Kerne bei der Kondensation des Wasserdampfes zur Verwendung gekommen sind, doch müssen bei ihrem massenhaften Vorhandensein doch immer noch viele zurückbleiben.

Um nun festzustellen, ob ein Einfluss der Niederschläge auf die Durchsichtigkeit der Luft nach den Höchenschwander Beobachtungen bestehe, habe ich bei jedem Falle von Alpenaussicht, sowie getrennt auch für die besonders schöne nachgesehen, wann der letzte Niederschlag gefallen war. Dabei ist immer dann, wenn die Alpen mehrere Tage hintereinander sichtbar waren, immer nur der erste Tag berücksichtigt worden; das ziffernmässige Ergebnis ist folgendes:

Häufigkeit von Alpenaussicht überhaupt (1883—1894)
Prozent

Letzter Niederschlag	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
am Tage selbst	6.7	6.0	5.4	4.4	5.7
1 Tag vorher	27.9	26.7	28.3	32.9	29.0
2 Tage »	21.2	26.0	27.2	21.7	23.5
3 » »	12.3	16.7	17.4	13.0	14.4
4 » »	7.3	8 7	5.4	5.0	6.7
5 » »	3.9	2.0	5 4	3.7	3.6
6 » » und mehr .	20.7	14.0	10.9	19.3	17.0
Summe aller Fälle	179	150	92	161	582

Volle Alpenansicht
Prozente

Letzter Niederschlag	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
am Tage selbst	2 2	9.4	—	2.4	3.9
1 Tag vorher	17.4	25.0	12.5	29.3	28.8
2 Tage »	19.6	21.9	62.5	17.1	22.0
3 » »	23.9	18.8	25.0	24.4	22.8
4 » »	8.7	15.6	—	12.2	11.0
5 » »	2 1	3.1	—	2.4	3.4
6 » » und mehr .	26.1	6.3	—	12.2	15.0
Summe aller Fälle	46	32	8	41	127

Wäre der Einfluss der Niederschläge auf die Durchsichtigkeit der Luft so gross, als man gewöhnlich annimmt, so müsste dies sicher in den oben mitgeteilten Zahlen schärfer zum Ausdrucke kommen, als es der Fall ist. Wohl ist im Jahresdurchschnitte an mehr als der Hälfte der Fälle der letzte Niederschlag höchstens zwei Tage vor dem Eintritte der Alpenaussicht gefallen, im Sommer sogar bei 61%; doch sind die Fälle, in denen von einem Zurückführen auf vorangegangene Niederschläge nicht mehr die Rede sein

kann, noch recht häufig. Wie sich gezeigt hat, sind eben andere Faktoren weit mehr massgebend.

Es ist dann weiter untersucht worden, ob sich nicht etwa bei einer der typischen Formen der Luftdruckverteilung, unter denen Alpenaussicht auftritt, ein grösserer Einfluss der Niederschläge nachweisen lasse, als bei der andern. Aus den oben angegebenen Gründen habe ich mich auch hier auf die besonders grosse Luftdurchsichtigkeit und auf die Jahrgänge 1887—1894 beschränkt. Es ergiebt sich folgende Zusammenstellung:

Häufigkeit voller Alpenansicht (1887—1894)

Prozente

Letzter Niederschlag	im Bar.-Max.	bei Föhn	in zweifelhaften Fällen
am Tage selbst	—	10.8	9.1
1 Tag vorher	7.9	37.8	54.5
2 Tage »	27.0	8.1	27.3
3 » »	25.0	21.6	9.1
4 » »	14.3	5.4	—
5 » »	3.2	2.7	—
6 » » und mehr . .	22.2	13.5	—
Summe der Fälle	63	37	11

Unverkennbar ist, dass bei Föhn die Einwirkung der Niederschläge stärker zum Ausdrucke kommt, als im barometrischen Maximum, eine Erscheinung, die leicht verständlich ist. Die Tabelle giebt auch Aufschluss über die Fälle, in welchen die Alpenaussicht entweder gar nicht oder wenigstens nicht mit Sicherheit auf einen sinkenden Luftstrom zurückgeführt werden konnte, d. h. wenn im barometrischen Maximum weder in Höchenschwand, noch auf dem Säntis sich die Temperaturumkehrung und das Sinken der relativen Feuchtigkeit zeigte, oder wenn bei einer Luftdruckverteilung, bei welcher Föhn möglich war, dieser in Altdorf fehlte. In allen diesen früher als zweifelhaft bezeichneten Fällen ist die Einwirkung der vorangegangenen Niederschläge unverkennbar.

Es schien mir auch angebracht, das Material noch zur Beantwortung der Frage auszunützen, ob wirklich auf Alpenaussicht Regen folgen müsse. Es ist wohl bekannt, dass dies in Alpenländern, auch im Schwarzwalde und am Bodensee als untrügliche Witterungsregel gilt; dass sie aber nicht allgemeine Giltigkeit haben kann, ergiebt sich schon daraus, dass sich in nahezu einem Drittel aller Fälle die Alpen von Höchenschwand aus jeweils mindestens vier Tage nacheinander zeigen. Berücksichtigt man bei einer Gruppe von Tagen mit Alpenaussicht immer nur den letzten, und lässt man alle Tage ausser acht, an denen schon unmittelbar vorher Niederschlag gefallen ist, so ergiebt sich folgende Zusammenstellung:

Häufigkeit von Alpenaussicht überhaupt

Prozente

Niederschlag fällt	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
am Tage selbst	46.1	28.7	29.7	29.6	34.4
1 Tag später	17.1	28.7	28.4	28.9	25.2
2 Tage »	9 9	12.4	13.7	8.9	10.9
3 » »	8.6	8.5	7.4	6.7	7.9
4 » »	2.6	3.9	4.9	7.4	4.6
5 » » und mehr .	15.8	17.8	16.0	18.5	17.1
Anzahl der Fälle	152	129	81	135	497

Häufigkeit voller Alpenansicht

Prozente

Niederschlag fällt	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
am Tage selbst	26.1	31.3	25.0	19.5	25.2
1 Tag später	17.4	25.0	12.5	19 5	19.7
2 Tage »	21.7	15.6	25.0	14.6	18.1
3 » »	10.9	6.2	12.5	7.3	8.7
4 » »	2.2	9.4	12.5	19 5	10 2
5 » » und mehr	20.7	12.5	12.5	19.5	18.1
Anzahl der Fälle	46	32	8	41	127

Am meisten fällt wohl in die Augen, dass bei besonders schöner Alpenaussicht viel weniger häufig Niederschlag am Tage selbst oder am folgenden fällt, als bei Alpenaussicht überhaupt, indem sich die Wahrscheinlichkeiten etwa wie 3:2 verhalten. Also gerade grosse Durchsichtigkeit der Luft hat verhältnismässig selten Niederschlag in unmittelbarem Gefolge; an fast $^1/_3$ aller Fälle stellt sich solcher erst nach mindestens vier Tagen ein. Ein untrügliches Witterungsanzeichen ist also Alpenaussicht nicht, am allerwenigsten aber eine besonders klare. Macht man aber eine Unterscheidung der einzelnen Fälle nach den meteorologischen Ursachen, so ergiebt sich doch ein wesentlich anderes Bild; ich benutze wieder aus den oben schon ausgeführten Gründen die besonders schöne Alpenaussicht in den Jahren 1887—1894:

Häufigkeit voller Alpenansicht

Prozente

Niederschlag fällt	im Bar.-Max.	bei Föhn	in zweifelhaften Fällen
am Tage selbst	9.5	56.8	36.4
1 Tag später	20.6	13.5	9.1
2 Tage »	23.8	13.5	9.1
3 » »	9.5	8.1	9.1
4 » »	6.4	8.1	36.4
5 » » und mehr . .	30.2	—	—
Anzahl der Fälle	63	37	11

Wie leicht verständlich, ist die Wahrscheinlichkeit, dass nach Alpenaussicht, welche durch Föhn hervorgerufen wird, bald Niederschlag fällt, recht gross. Alpenaussicht im Gebiete des herabsinkenden Luftstromes schliesst dagegen ziemlich selten mit Niederschlag ab.

Wasserspiegelung an der Oberfläche des Genfer Sees[1]. Die Ursache der Fata morgana ist eine Luftspiegelung, die an der Berührungsfläche zweier Luftschichten auftritt, welche eine verschiedene Temperatur besitzen. Ähnliche Wahrnehmungen werden bei der Berührung eines Wasserspiegels mit der Luft gemacht, wenn das Wasser und die Luft in der Temperatur verschieden sind. Prof. Forel, der sich seit Jahren mit der Erforschung des Genfer Sees beschäftigt, hat seit langer Zeit schon die Erscheinung der Wasserspiegelung auf der Oberfläche dieses Sees beobachtet. Der Genfer See eignet sich zu solchen Beobachtungen besonders gut, weil seine gebirgige Umgebung so viel scharfen Charakter besitzt, dass es nicht schwer halten kann, aus den im Wasser erscheinenden Bildern das landschaftliche Original wiederzuerkennen, von dem sie ausgehen, selbst wenn das Bild verzerrt ist oder das Original ausserhalb des Gesichtskreises liegt. Forel, der seine Beobachtungen am 20. Juli 1896 der Pariser Akademie der Wissenschaften mitteilte, unterscheidet zunächst eine doppelte Art der Lichtbrechung an der Wasseroberfläche. Die Lichtbrechung über warmem Wasser tritt ein, wenn das Wasser wärmer ist als die darauf liegende Luft. Die Erscheinungen sind folgende: Der Horizont scheint dem Auge nahegerückt, die Wasserfläche stärker als gewöhnlich gewölbt; über der Linie des Horizontes bemerkt das Auge ein ungewöhnliches Flimmern. Endlich bildet sich im Wasser ein Spiegelbild der Umgebung, das sich zu den abgebildeten Objekten symmetrisch verhält. Dieser Spiegel giebt eine scheinbare Reflexion auch von Dingen, die jenseits des Horizontes liegen. Die Erscheinung entspricht also durchaus der Wüstenspiegelung. Die zweite Art ist die »Lichtbrechung über kaltem Wasser«; sie tritt ein, wenn das Wasser kälter ist als die darüber liegende Luft. Die Erscheinungen sind zum Teil umgekehrt wie bei der vorigen Art der Brechung. Der Horizont scheint in die Ferne gerückt und gehoben, die Wasseroberfläche konkav eingesenkt. Sehr entfernte Gegenstände tauchen auf, die unter gewöhnlichen Verhältnissen in Wirklichkeit durch die Rundung der Erde dem Blicke entzogen sein würden; Gegenstände, die sehr nahe der Wasseroberfläche liegen, erscheinen in vertikalem Sinne stark zusammengedrückt. Zwischen diesen beiden Arten der Lichtbrechung tritt nun noch die Fata morgana auf und die bisher noch unerklärte »Kaltwasserspiegelung«. Letztere zeigt sich, wenn die Temperatur des Wassers steigt. Sie hat dieselben Charaktere wie die bei der Lichtbrechung über warmem Wasser auftretende Spiegelung, nur dass das im Wasser erscheinende Bild nicht symmetrisch zu dem Originale ist, es ist diesem entgegengesetzt orientiert, aber in der Höhe sehr stark verkleinert, so dass zuweilen die Gegenstände nur ein Drittel so hoch sind, wie in Wirklichkeit. Alle diese Typen sind am Genfer See zu beobachten. Forel wählt das Bei-

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 183.

spiel eines Frühlingstages, in dessen Verlauf sich infolge der aufgetretenen Temperaturveränderung alle Erscheinungen nacheinander abspielen können. Ungefähr um 6^h vormittags ist die Luft, die sich während der Nacht abgekühlt hat, kälter als das Wasser. Wir haben also die Erscheinung der Lichtbrechung und Spiegelung in warmem Wasser. Gegen $10-12^h$ vormittags ist die Temperatur der Luft so weit gestiegen, dass sie die des Wassers übertrifft. Dann tritt die »Kaltwasserspiegelung« ein. Zwischen 2 und 4^h nachmittags wird die Lichtbrechung plötzlich verändert, die Aufwölbung des Wassers geht allmählich in eine Einwölbung über. Es erscheint die Fata morgana, zuweilen auch die sogenannte Fata brumosa, aber nur für wenige Minuten. Nach Forel's Beobachtung treten diese Erscheinungen nur dann auf, wenn nach einem ganz stillen Vormittage nachmittags ein leichter Luftzug geht. Sobald die Fata morgana verschwunden ist, erscheint die Lichtbrechung über kaltem Wasser und dauert bis in die Nacht. Die Folge der Wasserspiegelung ist also im Verlaufe des Tages diese: Spiegelung auf warmem Wasser, Spiegelung auf kaltem Wasser, Fata morgana, Lichtbrechung auf kaltem Wasser. Die Fata morgana nimmt stets nur einen beschränkten Teil des Horizontes ein, und man sieht daneben zur einen Seite die Erscheinung der Kaltwasserspiegelung, auf der andern Seite die Lichtbrechung über kaltem Wasser ohne Spiegel.

Eine rote Stelle mitten in einem Regenbogen hat W. Ekama beobachtet[1]). Der gewöhnliche Regenbogen war von $7^h\ 2^m$ bis $7^h\ 28^m$ nachmittags sichtbar und ein Teil des zweiten Bogens von $7^h\ 17^m$ bis $7^h\ 24^m$; in dem vom ersten Bogen eingeschlossenen Raume war nun von $7^h\ 11^m$ bis $7^h\ 19^m$ deutlich eine rote, ziemlich grosse, aber nicht scharf begrenzte Stelle zu sehen. Messungen sind leider nicht gemacht, doch berechnet sich die Höhe der Sonne auf $13^0\ 15'$, ihr Azimut auf 75^0; die Höhe des Bogens oberhalb des Horizontes war also 29^0 und jene der Mitte der roten Stelle $14^0\ 30'$. Das Azimut giebt an, dass die Sonne, von Vliessingen aus gesehen, in der Richtung der Wester-Schelde stand; die rote Stelle kann also durch Beugung der Sonnenstrahlen, welche durch die genannte Wasserfläche reflektiert waren, an den Wassertropfen erklärt werden. Die rote Stelle war somit eine Art Gegensonne, wie man sie bisweilen in bergigen Gegenden beobachtet hat, und folglich der Mittelpunkt der Regenbogen, welche entstehen können, wenn die Sonnenstrahlen, ehe sie in den Regentropfen gebrochen werden, an einer Wasserfläche reflektiert sind. Die rote Farbe der Stelle war eine Folge der besonderen Grösse der Tropfen.

Die Farben des Regenbogens und der weisse Regenbogen. Eine umfassende theoretische und experimentelle Studie über

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 61.

die optischen Erscheinungen des Regenbogens hat Prof. J. M. Pernter veröffentlicht[1]). Wenn man den Farben des Regenbogens und ihrer Reihenfolge und Verteilung seine Aufmerksamkeit widmet, fällt es bald auf, dass man eine Mannigfaltigkeit und einen Wechsel darin findet, die jener weitverbreiteten Anschauung von den festliegenden unveränderlichen sieben Regenbogenfarben gar nicht entsprechen. Die Farben zeigen, so wie die ganzen Bögen, bald grössere, bald geringere Breite, und nicht selten sucht man umsonst nach einer bestimmten Farbe, und erscheint so die regelmässige Farbenfolge gestört. Wer überdies nicht nur bei Regen, sondern auch auf Nebeln den Regenbogen zu beobachten Gelegenheit hatte — den Nebelbogen — findet denselben zum Teil einfach weiss, und wenn er von den sekundären Bögen gleichzeitig einen oder zwei sieht, so zeigt sich in den letztern die Störung der Farbenreihe bis zur Umkehrung der Farbenfolge gesteigert.

Von der Airy'schen Theorie des Regenbogens ausgehend, hat nun Prof. Pernter eine vollständige Darstellung aller Ablenkungs- und Farbenverhältnisse, wie sie in der Wirklichkeit uns die Natur in den verschiedenen Regenbögen vor Augen führt, gegeben. Auf die Einzelheiten dieser grossen Arbeit kann hier nicht eingegangen werden, es wird genügen, die Ergebnisse mitzuteilen, wie sie Prof. Pernter selbst formuliert:

»1. Die grosse Mannigfaltigkeit des Regenbogens, sowohl in den Farbenerscheinungen des Hauptregenbogens und seiner Sekundären als in der Breite und Lage der Bogen, ergiebt sich vollkommen aus den auf Grund der Airy'schen Theorie durchgeführten Farbenberechnungen. Die Übereinstimmung sowohl mit den Beobachtungen des Regenbogens in der Natur, als auch mit den im Laboratorium gemachten Versuchen ist eine vollkommene. Die Airy'sche Theorie erweist sich daher als richtig und gestattet eine einheitliche Erklärung aller Regenbogenerscheinungen selbst in den kompliziertesten Fällen, da aus ihr unmittelbar sowohl alle Farbenveränderlichkeit, als auch die sekundären Bögen, sowie alle Veränderlichkeit in der Breite und Lage der Bögen sich ergeben.

2. Alle diese Veränderlichkeiten hängen nur von der Verschiedenheit der Grösse der Tropfen ab, welche die Regenbogen erzeugen.

3. Die Umkehrung der Farbenfolge ist für die auf das weisse Band folgenden Sekundären ein Postulat der Airy'schen Theorie.

4. Die weissen Regenbogen (Hauptregenbogen, eigentlich Nebelbogen, da sie nur auf Nebel auftreten) finden in Airy's Theorie nicht nur ihre volle Erklärung, sondern sind für Tröpfchen von 0.050 *mm* abwärts ebenfalls schlechterdings ein Postulat dieser Theorie.

5. Die Sekundären schliessen sich entweder in unmittelbarer Aneinanderreihung an den Hauptregenbogen und unter sich aneinander an oder sie sind durch dunkle Zwischenräume getrennt. Auch diese Erscheinung ergiebt sich ohne weiters aus Airy's Theorie; auch sie ist nur von der Grösse der Tröpfchen abhängig.

Wenn nicht schon im Hauptregenbogen das weisse Band auftritt (siehe sub 4), muss, je nach der Tropfengrösse, einer der Sekundären dasselbe aufweisen; je grösser die Tropfen, desto höher die Zahl dieser Sekundären.

[1]) Sitzungsber. d. k. k. Akademie d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Klasse. 106. Abt. IIa. März 1897.

6. Aus den Farben, wie auch aus der Aneinanderreihung oder Abtrennung der Sekundären ergeben sich manche Anhaltspunkte, um die Grösse der den Regenbogen erzeugenden Tropfen auch ohne Messung der Winkel der Bogen angenähert bestimmen zu können:

a) Aus den Farben.

α. Ein auffallend intensives Violettrosa im Hauptregenbogen mit einem lebhaften Grün (von Blau nur eine Spur oder garnichts vorhanden) vor demselben weist auf eine Tropfengrösse von 1 bis 2 *mm* Durchmesser hin. Nach den Farbenberechnungen liegt dabei das Maximum der Intensität im Anfange des Violett (vom Grün her). Ich habe einen solchen sehr schönen Regenbogen (ohne Sekundäre) am 7. November 1896 um 8^h 15^m vormittags beobachtet. Meine Aufzeichnung darüber lautet: Schönes, breites Hellrot; dann Orange und Gelb (zusammen nur mässig breit); lebhaftes, strahlendes, breites Grünblau mit blauem Rande gegen das Violett; sehr schönes, intensives, breites Violett.

Es ist ein charakteristisches Kennzeichen der Regenbogen dieser Tropfengrössen, dass nur sie ein volles, schönes, reines Rot im Hauptregenbogen aufweisen.

β. Sind die Farben der Sekundären nur Grün und Violett (das Blau zwischen Grün und Violett erscheint meist schon der Kontrastwirkung halber auch als Grün, da das Violett meist in Rosa sticht), und fehlt also das Gelb ganz, so hat man es mit einer Grösse der Tropfen von etwa 0.5 *mm* Durchmesser zu thun. Die Sekundären zeigen nirgends eine Unterbrechung und schliessen sich unmittelbar an den Hauptbogen an. Solche Beobachtungen liegen sehr viele vor; es wird in ihnen stets hervorgehoben, dass die Farbenwiederholung nur Grün und »Rot« (Rosa) sei.

Das Rot im Hauptregenbogen ist schon sehr schwach.

γ. Ein Auftreten des Gelb in den Sekundären bedeutet entweder Tropfen von 0.3 oder 0.2 *mm* Durchmesser. Ist das Gelb schwächer ausgeprägt, und sind die Sekundären an den Hauptregenbogen und untereinander ohne Unterbrechung angeschlossen, so ist die Tropfengrösse näher an 0.3 *mm*; ist das Gelb im ersten Sekundären schön entwickelt und fehlt es im zweiten und dritten, wobei letztere untereinander und vom ersten getrennt erscheinen (es möchte zuweilen vorkommen, dass auch der erste Sekundäre vom Hauptregenbogen abgetrennt erschiene), so haben wir Tropfen von 0.2 *mm* Durchmesser oder etwas weniger vor uns.

Der Hauptregenbogen ist in diesen Fällen auch durch seine Breite ausgezeichnet; er enthält kein reines Rot mehr, aber die ganze übrige Farbenfolge ist sehr schön entwickelt. Beobachtet werden diese Regenbogen nicht selten.

b) Aus dem Aneinanderschliessen oder der Abtrennung der Sekundären.

α. Ist keine Abtrennung weder vom Hauptregenbogen, noch der Sekundären untereinander vorhanden, so sind die Tropfen grösser als 0.2 *mm* (Durchmesser); ist eine Abtrennung nur unter den Sekundären, nicht aber des ersten Sekundären vom Hauptregenbogen zu bemerken, so liegt die Tropfengrösse von 0.2 *mm* Durchmesser vor, wobei es vorkommen kann, dass ein schmaler, schwacher Streifen auch den ersten Sekundären vom Hauptregenbogen zu trennen scheint; ist der erste Sekundäre deutlich und voll vom Hauptregenbogen getrennt, so ist die Tropfengrösse kleiner als 0.2 *mm* (Durchmesser).

β. Sind ohne jede Abtrennung mehr als fünf oder fünf Sekundäre, ohne dass einer Weiss enthält, zu sehen, so liegt die Tropfengrösse von 1 *mm* Durchmesser vor. Die Sekundären zeigen dann nur ein breiteres Violett (Rosa) und ein schmales, schwaches Blaugrün.

Bei weniger als fünf Sekundären gelten die Kennzeichen unter *a*), *α*. und *β*.

γ. Ist der erste Sekundäre deutlich und voll vom Hauptregenbogen getrennt, und enthält er deutlich weisse Töne, so sind die Tropfen von der Grösse 0.08—0.10 *mm* im Durchmesser.

6. Ist im Hauptregenbogen deutlich ein weisser Streifen zu sehen, ohne dass man von einem eigentlichen weissen Regenbogen sprechen kann, so ist eine Tropfengrösse von etwa 0.06 *mm* Durchmesser vorhanden.

7. Ein echter weisser Regenbogen (Hauptregenbogen), bei welchem nur der äussere Rand gelblichorange, der innere bläulich gefärbt erscheint, zeigt eine Grösse der Tröpfchen von 0.05 *mm* Durchmesser oder noch kleinere Tröpfchen an. Eine nähere Bestimmung der Tropfengrösse bei den weissen Regenbögen ist nur auf Grund der Winkelmessung des äussern und innern Randes und, wenn Sekundäre sichtbar sind, des äussern Randes des ersten Sekundären zu erreichen.

8. Der zweite Regenbogen hat im Hauptbogen (Nebenregenbogen) kein eigentliches echtes Rot. Er kann auch Sekundäre aufweisen.

9. Die Descartes'sche Theorie der »wirksamen Strahlen« kann keine dieser Mannigfaltigkeiten erklären, und die Sekundären liegen ganz ausser ihrem Bereiche. Sie ermangelt jeder Übereinstimmung mit den Thatsachen und ist daher wesentlich unrichtig. Sie würde ganz zufällig stimmen für den einzigen unmöglichen Fall, dass die Tropfen eine Grösse von unendlichem Halbmesser haben. Diese Theorie muss daher vollständig verlassen werden.«

Über das Alpenglühen schreibt Prof. E. Richter in Graz[1]: »Einstens, als man noch die Alpen bereiste, um Gefühlseindrücke zu gewinnen und nicht um Rekords zu schaffen, gehörte es zum guten Tone, das Alpenglühen gesehen und gebührend bewundert zu haben. Besonders für solche, welche die Berge vornehmlich von unten zu besichtigen pflegen. Thatsächlich gehört die rote Beleuchtung, die sich zu allen Jahreszeiten gelegentlich bei Sonnenuntergang einstellt, zu den effektvollsten Anblicken, wenn Bergspitzen vorhanden sind, die gegen Westen zu blanke Schneeflächen zeigen, wie etwa die Jungfrau, von Interlaken aus gesehen. Auch Salzburg bietet hierzu günstige Gelegenheit, da Tennengebirge, Göll und Untersberg eine geeignete Gestalt besitzen, während Innsbrucks Berge für solche Beleuchtungseffekte weniger passend gruppiert sind.

Die gewöhnliche Sonnenuntergangsbeleuchtung ist aber nicht das, was man unter Alpenglühen versteht: dabei denkt man an ein plötzliches Aufglühen der nach Westen schauenden Berghänge nach Sonnenuntergang, und nachdem die Landschaft schon in Schatten gesunken ist. Diese Erscheinung ist bei weitem seltener als die erste, aber auch meist viel weniger effektvoll und viel schwächer. Wem es also nicht um die Rarität zu thun ist, der möge sich an dem gewöhnlichen Sonnenuntergange, dem falschen Alpenglühen, erfreuen und dem echten keine Thräne nachweinen.

Das echte Alpenglühen sollte man besser mit dem Ausdrucke: »Wiederglühen« bezeichnen. Man stand der Sache lange Zeit ziemlich ratlos gegenüber, doch ist die Erklärung schon vor einigen Jahren durch W. v. Bezold gefunden worden. Sie liegt in den Vorgängen am Himmel selbst, die jeden normalen Sonnenuntergang begleiten.

---

[1]) Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1897, Nr. 1.

Wenn die Sonne für den Beobachter in der Ebene unter dem Horizonte verschwunden ist, so sind die Gipfel der Berge noch von direkten Sonnenstrahlen beleuchtet, die aber infolge ihres Durchganges durch getrübte Luftschichten rot, goldgelb und orange gefärbt sind. Zugleich erscheint im Osten ein dunkles, blaues Kreissegment, das sich von dem übrigen in rosafarbenen Schimmer getauchten Himmel scharf abhebt; es ist der Erdschatten. Während sich dieser Schatten immer höher am Himmel emporhebt, steigt auch der Schatten an den Bergen immer höher, deren Färbung wird matter, und endlich verlöscht sie, so dass das Gebirge in einem kalten, matten Grau und Blau erscheint, das gegen den frühern Glanz und die frühere Wärme des Tones in einem sehr auffallenden Kontrast steht. Gleichzeitig wird der Himmel dunkler, und nur der helle gelbe Streif im Westen leuchtet intensiver und geht in Orange über, wobei er immer schmäler wird.

Jetzt ist der Moment, wo das Alpenglühen eintreten kann. Es bildet sich dann am Himmel im Westen, oberhalb des gelben Streifens, ein kreisrunder, purpurner Schein, der allmählich hinter jenen hinabsinkt. Das ist das sogenannte erste Purpurlicht. Es ist manchmal so intensiv, dass gegen Westen gekehrte Mauern wieder hellrosa bis fleischfarben werden; der rötliche Schein auf den Bergen — das Wiederglühen — hebt sich effektvoll vom schon dunkel gewordenen Himmel ab. Das ist das wahre Alpenglühen. Es verschwindet wie das Abendrot selbst, indem die Schatten von unten nach oben emporsteigen und es gleichsam verschlingen. Die Erscheinung tritt meist dann ein, wenn die Sonne $3^1/_2$—$4^1/_2{}^0$ unter den Horizont gesunken ist, wozu sie in unsern Breiten 20—30 Minuten braucht, und ist etwa 40 Minuten nach Sonnenuntergang abgelaufen.

Prof. Dufour in Genf hat dies Phänomen in neuerer Zeit einer genauen Untersuchung unterzogen und gefunden, dass es am schönsten und stärksten bei wechselndem Wetter, vor oder nach einem Witterungsumschlage eintritt. Hohe Luftwärme ist günstig, denn sie vermehrt den Wasserdampfgehalt der untern Luftschichten.

Jedenfalls ist der Grad der Trübung der Luft durch Wasserteilchen oder eigentlichen Staub oder Eisnadeln das Entscheidende. Es müssen die andern Strahlen des Spektrums absorbiert und nur die roten Strahlen durchgelassen werden. Niemals — wenigstens seit Menschengedenken — sind alle Dämmerungserscheinungen so grossartig aufgetreten als im Winter 1883—1884, wo nach dem Ausbruche des Krakatau die Atmosphäre bis in ungeheure Höhen hinauf mit feinstem Staube erfüllt war. Damals war das Purpurlicht viel ausgedehnter und überzog den grössten Teil des Himmels, während es sonst selten das Zenith erreicht. Noch auffallender war aber die Intensität und lange Dauer des zweiten Purpurlichtes, das sonst bei einer Sonnentiefe von 10—12° erlischt, damals aber bis zu einer Sonnentiefe von 18° aushielt. Daraus folgen Trübungen der Atmosphäre bis zur Höhe von 32 *km*. »Das zweite Purpurlicht

ist ein Widerschein des ersten, der durch feine Cirrusschleier besonders begünstigt wird« (Hann). Damals war auch das Widerglühen der Berge in einer wunderbaren Weise zu beobachten.

Das Entscheidende für das Eintreten des Alpenglühens oder besser »Widerglühens« ist also die Trübung der Luft in einem gewissen, bestimmten Grade.«

Mistpoeffers. Mit diesem Namen wird von den Vlämen eine Schallerscheinung, die vom Meere herzukommen scheint, bezeichnet, deren Ursprung aber noch rätselhaft ist. E. van den Broeck hat sich neuerdings mit der Untersuchung dieses Phänomens beschäftigt und eine Menge Beobachtungen darüber gesammelt[1]).

»Die Erscheinung besteht aus dumpfem, langgedehntem Knalle, welcher, nicht von Rollen begleitet, von fernher zu kommen scheint und teils einzeln, teils reihenweise und überall, wo er beobachtet ist, in gleicher Stärke auftritt. Nach dem belgischen Geologen Rutot, giebt das Wort »bum«, dumpf mit fest geschlossenen Lippen gesprochen, die Art des Tones, wie er auf dem Lande beobachtet wird, sehr klar wieder, während an und auf der See das Wort »brrumm« sie kennzeichnet. Ein Beobachter in Vlissingen dagegen sagt: der Mistpoeffer wird am deutlichsten nachgeahmt, wenn man das Wort »up« schnell und kurz ausruft, während man den Atem ausstösst. Die meisten Beobachter stimmen darin überein, dass der Knall mit dem eines Geschützes nicht zu verwechseln ist.

Die verschiedenen Namen für die Erscheinung sind sehr charakteristisch. Die vlämische und holländische Küstenbevölkerung nennt sie Mistpoeffers (sprich Mistpuffers), Mist = Nebel, welcher in vielen Fällen mit dem Auftreten der Erscheinung verbunden ist, und poef = puff, die Schallwirkung bezeichnend. Die vlämischen Fischer nennen sie Zee = puff, die Franzosen renvoi oder hoquet de mer, was »Aufstossen« (Rülpsen) des Meeres bezeichnet, in demselben Sinne, wie man von dem aus dem Magen kommenden Aufstossen spricht. Auch der Name bombes de mer kommt vor, ebenso Zeedoffers = Seeschlag, ferner Mistbommen = Nebelhohlklingen. Auf den holländischen Feuerschiffen nennt man sie Gonzen = Summen, auf den Lootsenfahrzeugen balken = blöken. Die Engländer nennen sie paperbags.

Von der Küsten- und seefahrenden Bevölkerung wird das Auftreten der Erscheinung als Anzeichen schönen Wetters angesehen, thatsächlich tritt sie sehr häufig bei klarem nur wenig bewölktem Himmel und heissem windstillen Wetter auf, wenn infolge der starken Verdunstung eine leichte Nebelschicht (Dies) am Meereshorizonte liegt, und bei unbewegtem, meist spiegelglattem Meere. Sie wird demzufolge

[1]) Ciel et Terre 1895. 1896. Ein kurzer Auszug davon in Annalen der Hydrographie 1897. p. 160 u. ff., wonach oben der Text. Eine ausführliche Darstellung findet man in der Gaea 1897.

vorwiegend in den Sommermonaten beobachtet, am häufigsten zwischen Mittag und 3^h nachmittags, nachts ist sie nie gehört worden.

E. van den Broeck hat die Erscheinung gelegentlich geologischer Untersuchungen in der Campine, Belgien, im Jahre 1880 zuerst kennen gelernt und beschreibt den Eindruck derselben folgendermassen:

»Seit dem ersten Jahre meiner geologischen Forschungen im östlichen Teile Niederbelgiens kamen mir mehrfach, namentlich während des Sommers, Knalle zu Gehör, welche, von fernher kommend, kurz, ohne Rollen, etwas dumpf, in mir den Eindruck des »noch nicht Gehörten« hervorriefen und ebensowohl unterirdischen Ursprunges sein als aus der Luft stammen konnten. Anfänglich beschäftigte ich mich nicht weiter mit ihnen; ich nahm an, dass sie das Echo ferner Gewitter seien; liess das Aussehen des Himmels nicht auf das Vorhandensein von Gewittern schliessen, so hielt ich die Töne für das Echo von Geschützfeuer. Allein die häufige Wiederkehr der Erscheinung, welche noch dazu häufig, wenn auch nicht immer, an heissen und schönen Tagen auftrat und in keiner Hinsicht dem Rollen des Donners verwandt war, liess mich die Ansicht aufgeben, es handle sich um das Echo ferner Gewitter. Die Töne waren mir ebenso unerklärlich und aussergewöhnlich wie meinen Begleitern; denn bei der bedeutenden Entfernung unserer Arbeitsplätze von den Artillerie-Schiessplätzen erschien die Annahme, es handle sich um Kanonenschüsse, ausgeschlossen. Überdem giebt es in der ganzen Gegend weder Bergwerke, noch Steinbrüche, vielmehr besteht dieselbe auf ungeheure Ausdehnung hin nur aus Ebenen und Sandhügeln. Wären es zufällige Explosionen gewesen, so würde man in den Zeitungen davon gelesen haben; anderseits waren sie auch nicht vereinzelt, sondern folgten sich meist in Gruppen mit unregelmässigen Zwischenräumen an den Tagen, an welchen sie hörbar waren. Sicherlich lag hier ein Geheimnis.«

Nachdem nun van den Broeck durch Umfragen festgestellt hatte, dass diese Töne nicht nur auf dem Festlande, sondern auch an der Küste und auf der Nordsee in den Hoofden bekannt und dort mit dem Namen Mistpoeffers benannt seien, ging er daran, den Schleier des Geheimnisses zu lüften. Mit Hilfe des Meteorologen am Brüsseler Observatorium, Dr. A. Lancaster, stellte er das geschichtlich über die Erscheinung Bekannte fest, das wir im Auszuge hier folgen lassen.

Schon der Kanzler Bacon (1561—1626) kannte diese geheimnisvollen Töne. In seinen Werken findet sich bei der Besprechung der Anzeichen, welche auf Wind deuten, auch folgende Stelle:

»An extraordinary noise in the sky when there is no thunder is due to wind.«

Demnach scheint das Phänomen bereits seit über 300 Jahren bekannt zu sein.

Der Dichter Thomas Parnell (1679—1717) singt:

»A sound in air presaged approaching rain
And beast to cowert scud across the plain.«

In den »Recherches sur les phénomènes météorologiques de la Lorraine« führt Orly einen alten Wetterspruch an:

»Il y a présage de beau temps, si de tous les côtés on entend bruits lointains.«

Boussingault erzählt: Am 9. Dezember 1827 in Vega di Supia hörte man um 8^h 30^m nachmittags im Süden einen Knall. Erdbeben war mit dem Tone nicht verknüpft, die Deklinationsnadel schlug nicht aus, während am Tage vorher nach einem etwa 6^m anhaltenden Erdbeben bei klarem Himmel im SO plötzlich Knalle ohne Rollen gehört waren.

In Verbindung mit Erdbeben, entweder als Vorläufer oder Nachzügler, sind solche Knalle wiederholt bemerkt worden.

Im Ganges-Delta sind ebenfalls unerklärliche Knalle bekannt und unter dem Namen »Barisal Guns« seit 1867 wissenschaftlich behandelt, ohne dass es bisher gelungen wäre, eine befriedigende Erklärung ihres Ursprunges zu finden. Die Gegend ist Erdbeben fast gar nicht unterworfen, und das Auftreten der Töne beschränkt sich zumeist auf eine bestimmte Jahreszeit.

E. van den Broeck ist nun auf seine Anregung hin eine Anzahl Beobachtungen über die Mistpoeffers zugegangen, welche er in »Ciel et Terre« veröffentlicht hat. Ein Anhang zu den vom Königlich niederländischen Meteorologischen Institut herausgegebenen »Onweders, Optische Vershijnselen, Enz.« 1896, 17., bringt 44 auf holländischen Feuerschiffen gemachte Beobachtungen. Aus diesen Beobachtungen, von denen viele wegen ihrer Allgemeinheit ausgeschieden werden mussten, und von denen die holländischen die besten sind, ergiebt sich über das Wesen der Mistpoeffers folgendes:

Das Gebiet, in welchem sie beobachtet sind, erstreckt sich von Groningen (Westernieland) im NO bis nach Dünkirchen im SW. Ausser den Beobachtungen in Westernieland liegen aber solche vom Festlande in Holland nicht vor, während in Belgien in der Campine, Limburg, Hageland, Hesbaye, Namur, Hennegau und Ost- und West-Flandern die Mistpoeffers beobachtet wurden, und zwar bis auf 80 Seemeilen Entfernung von der See. An der Küste, bezw. auf See sind Beobachtungen gemacht auf Ameland und dem Terschelling-Feuerschiffe, dann folgt eine grosse Lücke bis zum Feuerschiffe Maas. Von hier nach Westen schliesst sich ein reiches Beobachtungsnetz an, an der Küste Vlissingen, Knocke, Heyst, Blankenberghe, Ostende, Middelkerke, Nieuport, Dünkirchen, auch an der Küste der Normandie ist die Erscheinung bekannt, doch liegen bestimmte Beobachtungen nicht vor. Auf See sind die Mistpoeffers beobachtet auf den Feuerschiffen Schouwen-Bank, Nordhinder, Westhinder, Ruytingen, an der Bergues-Tonne, auf Fahrten zwischen holländischen und

französischen Häfen und auf solchen zwischen belgischen und englischen, bezw. französischen in der Strasse von Dover.

Wie eingangs erwähnt, ruft der dumpfe Knall den Eindruck hervor, als komme er von weither, bei vielen Beobachtungen ist auch die Richtung angegeben, aus welcher er zu kommen schien. Diese ist für Belgien und die Niederlande vorherrschend eine westliche, zwischen NW und SW. Die Herkunft aus östlicher Richtung wurde nur in Westernieland (Groningen) bei allen vier vorhandenen Beobachtungen festgestellt, ferner in Brecht (Campine) und in Hageland (je eine). In Dover[1]) hört man den Knall aus O—OSO, in Dünkirchen aus N. Terschelling-Feuerschiff giebt SSW, Maas-Feuerschiff SW, Schouwenbank-Feuerschiff SW—NNW, Nordhinder-Feuerschiff S—W und Westhinder-Feuerschiff S als Richtung an, während die belgischen Küstenplätze aus NW—W, die binnenlands gelegenen Orte ihn von See her hören. Zwei Beobachter auf See, van Mierlo und der Prof. Léon Gérard, haben jeder für sich zu verschiedenen Zeiten zwischen der Out Ruytingen- und der Bergues-Bank die Mistpoeffers von allen Seiten um das Schiff herum gehört und den Eindruck gehabt, dass sie von unten kämen, so dass beide der Ansicht sind, der Mittelpunkt der Schallerscheinung läge an der angeführten Stelle. Besonders interessant ist die gleichzeitige Beobachtung des Phänomens am 6. April 1896 in Middelkerke und Ostende, welche van den Broeck und ein anderer Beobachter machten.

Dass viele Beobachter besonders aussprechen, eine Verwechslung der Mistpoeffers mit Kanonen- oder Gewehrschüssen sei gänzlich ausgeschlossen, wurde schon oben gesagt. Ein Berichterstatter, der Advokat Goderus in Gent, beschreibt den Eindruck so lebendig, dass wir es uns nicht versagen können, seine Worte in Übersetzung hier folgen zu lassen:

»Ich bin mir darüber klar, dass man die Klangerscheinung an jedem Punkte der Küste in gleicher Stärke hört; aber ich finde, dass die meisten Vergleiche die Erscheinung nicht genügend kennzeichnen. Ich kann nicht finden, dass der Mistpoef dem Rollen des Donners gleicht, das lang anhaltend ist und häufig kurz abbricht, noch einem Kanonenschuss, der kurz und hart ist, noch dem Rollen eines Wagens, das die Häuser erschüttert. Alle diese Geräusche nehmen nur den Gehörsinn in Anspruch, man hört sie, und damit ist's gut. Beim Mistpoef habe ich im Gegenteile immer etwas mehr bemerkt: er richtet sich nicht allein an die Gehörnerven, sondern allgemein an das Nervensystem. Es ist ein brummendes Geräusch, welches das Ohr angreift, man fühlt es, als ob es das Trommelfell durchbrechen wollte, wie man einen nach dem Bade im Ohre verbliebenen Wassertropfen fühlt. Das Geräusch ist sicher mit Schwingungen

[1]) »Les hoquets de mer«. Revue maritime, Dec. 1896. Ingénieur hydrographe van Mierlo.

verbunden, welche man nicht als Ton hört, sondern welche man wie ein Erzittern empfindet, und ich glaube, dass hierin der Grund liegt, dass einige Beobachter die Empfindung hatten, als bebe die Erde. Das Surren, welches man häufig bei Dampfkesseln hört, übt auf mich eine gleichartige Wirkung aus wie die Mistpoeffers, ein Gefühl, das von vielen Personen, welche ich auf die Erscheinung aufmerksam machte, geteilt wird.«

Der Knall tritt entweder vereinzelt oder reihenweise auf. In letzterem Falle sind bis zu sechs aufeinanderfolgende Knalle gehört, deren Intervalle zwischen $^1/_2{}^s$ und $2-3^s$ schwanken; es sind an demselben Orte auch Mistpoeffers am Vor- und Nachmittage beobachtet worden. Nach Tageszeiten wurden Mistpoeffers beobachtet: zwischen Mitternacht und 2^h vormittags überhaupt nicht, zwischen $8-12^h$ nachmittags nur je einmal, so dass man sagen kann, die Erscheinung tritt nachts im allgemeinen nicht auf. Am häufigsten ist sie um 3^h nachmittags beobachtet, dann um 1^h, 2^h und 4^h nachmittags, so dass das Maximum ihres Auftretens in die heisseste Tageszeit fällt, dann folgt die Zeit zwischen $8-12^h$ vormittags und schliesslich die Stunden um Sonnen-Auf- und -Untergang. Über das Jahr verteilen sich die Beobachtungen folgendermassen: Januar und Dezember je eine, das Maximum liegt im Juli, dann folgt September, August und April, Mai, Juni, so dass die Erscheinung in den Sommermonaten am häufigsten vorkommt, in den Wintermonaten fast gar nicht und im Spätherbste und Frühlinge nur vereinzelt.

Was nun die Witterungsverhältnisse anlangt, unter welchen die Mistpoeffers auftreten, so weisen die veröffentlichten Beobachtungen hier noch viele Lücken auf. Es wurde eingangs angeführt, dass die Erscheinung nur an heissen Tagen, bei klarem Himmel, Windstille, glatter See beobachtet werde bei gleichzeitigem Vorhandensein von Nebel. Da die vorliegenden Beobachtungen nun nicht alle nach einem bestimmten Muster gemacht sind — ausgenommen die des Leuchtturmes Ostende und der niederländischen Feuerschiffe —, so lässt sich nicht übersehen, ob in den Fällen, wo Angaben über einzelne dieser Witterungserscheinungen fehlen, dies seinen Grund in Unkenntnis des Beobachters oder in dem Umstande hat, dass die vorangeführten, als charakteristisch von einer Zahl von Beobachtern angeführten meteorologischen Verhältnisse, bei der Beobachtung nicht vorhanden waren. Zu der Untersuchung konnten daher nur 72 Beobachtungen herangezogen werden, und zwar 24 vom Leuchtturme Ostende, in denen aber Angaben über den Zustand der See fehlen, 44 von niederländischen Feuerschiffen, welche keine Temperaturangaben enthalten, und vier weitere von van den Broeck veröffentlichte, welche keine Angaben über den Zustand der See enthalten. Im übrigen sind diese 72 Beobachtungen vollständig und ergeben folgende Verhältniszahlen für die Häufigkeit der meteorologischen Begleiterscheinungen:

Wind			
Stille	Stärke 1	Stärke 2	Stärke 3
19%	53%	22.4%	5.6%

Nebel	heit. Himmel	bewölkt Himmel	hohe Temp.	glatte See
32%	50%	43%	89.3%	65%

leicht	mässig	stark	bezogen
8.3%	11.1%	9.6%	14%

Aus diesem Zahlenverhältnisse ergiebt sich, dass in der Mehrzahl der Fälle Stille oder ganz leichter Zug, Stärke 1, geherrscht hat bei klarem, bezw. mässig bewölktem Himmel, und für die betreffende Jahreszeit hoher Luftwärme und glatter See, dass dagegen Nebel, bezw. diesiger Horizont nur in $^1/_3$ aller Fälle bemerkt wurde.

Es ergiebt sich aber auch aus diesen Ausführungen unwiderleglich, dass das vorhandene Material nicht ausreicht, um die äussern, besonders die meteorologischen Vorbedingungen für das Auftreten der Mistpoeffers zweifelsfrei festzustellen, und die Notwendigkeit, zur Aufklärung dieser rätselhaften Erscheinung nach einheitlichen Grundsätzen Beobachtungen zu sammeln. Da die meteorologischen Verhältnisse, unter denen die Mistpoeffers zumeist beobachtet wurden, auch solche sind, welche der Fortpflanzung des Schalles besonders günstig sind, so dürfte es sich zunächst darum handeln, festzustellen, ob nicht die an jenen Küsten nicht seltenen Schiessübungen mit Küsten-, bezw. Schiffsgeschützen die Ursache der behandelten Erscheinung sind, deren weite Fortpflanzung eben durch die so sehr günstigen atmosphärischen Verhältnisse begünstigt wird.«

21. Klimatologie und Wetterprognosen.

Die Häufigkeit der Frost-, Eis- und Sommertage in Norddeutschland innerhalb der Zeit von 1880—1894 ist von G. Schwalbe studiert worden[1]). Wegen der einzelnen Tabellen, die der Abhandlung beigegeben sind, muss auf das Original verwiesen werden, hier sind nur die allgemeinen Ergebnisse, die der Verf. aus ihnen ableitet, mitzuteilen.

Man bemerkt zunächst, in welch' auffallender Weise sich der Unterschied der maritimen und kontinentalen Lage geltend macht, und wie die Zahl der Eis- und Frosttage mit dem Verlaufe der Winterisothermen eng zusammenhängt. »So hat Helgoland, dessen Station sich auf dem Oberlande in 44 *m* Seehöhe befindet, nur 59 Frosttage im Jahre, während das in annähernd derselben Seehöhe (83 *m*) aber 2° südlicher gelegene Braunschweig 85 aufweist, und selbst das etwa 4° südlicher gelegene Wiesbaden noch 72 zählt.

Die Nähe ausgedehnter Wasserflächen wirkt, wie zu erwarten, in der Weise ein, dass durch sie eine bedeutende Verminderung in

1) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 161.

der Zahl der Frosttage erzielt wird, wie man am besten an den ostdeutschen Stationen erkennen kann: Die küstennahen Orte (Memel, Königsberg) haben etwa dieselbe Anzahl von Frosttagen, wie die weit südlicher gelegenen Stationen Schlesiens. Daneben spielt naturgemäss die geographische Länge der Stationen eine grosse Rolle, indem östlicher gelegene Orte eine grössere Anzahl von Frosttagen aufweisen, als weiter im W gelegene. Es entspricht dies den normalen Verhältnissen im mitteleuropäischen Winter. Besonders deutlich tritt diese Thatsache hervor, wenn wir die Frosttage in einem einzelnen Monate, etwa im Januar, betrachten. Während der Osten (abgesehen von der Schneekoppe) bis zu 29 zählt, sinkt diese Zahl im Westen bis auf 17 herab. Ein weiterer Faktor, welcher hier bestimmend wirkt, ist die Seehöhe: Mit Zunahme derselben nimmt auch die Zahl der Frosttage zu. Die am höchsten gelegene der angeführten Stationen, die Schneekoppe (1603 *m*), hat auch die bei weitem grösste Zahl von Frosttagen, nämlich 211; es ist hier kein Monat frostfrei. Allerdings kann auch in verhältnismässig tiefen Lagen die Zahl der Frosttage eine ungemein grosse sein, was namentlich dann der Fall ist, wenn die Gestaltung des Bodens dem Ansammeln kalter Luft günstig ist, wie dies z. B. in Thalkesseln während klarer Nächte der Fall zu sein pflegt. Auf diese Weise erklären sich die Kälteinseln zu Eichberg in Schlesien, zu Lauenburg in Pommern u. s. w. Auch die Beschaffenheit des Bodens ist von wesentlichem Einflusse: Feuchter Boden, besonders Moorboden, ist starken Temperaturschwankungen günstig. Nur auf diese Weise lässt sich die verhältnismässig hohe Zahl von Frosttagen in einigen Teilen Westfalens, z. B. in Münster, erklären. Fassen wir kurz die Resultate zusammen, so sind dieselben folgende:

1. Die Zahl der Frosttage innerhalb des norddeutschen Beobachtungsgebietes ist nahezu unabhängig von der geographischen Breite.
2. Mit der Annäherung an das Meer und daher namentlich in der Richtung von O nach W nimmt die Zahl der Frosttage ab.
3. Mit zunehmender Seehöhe wächst die Zahl der Frosttage. In niedern Lagen ist dieselbe namentlich in »Thallagen« eine unverhältnismässig grosse.
4. Die Bodenbeschaffenheit ist von grossem Einflusse. Feuchter Moorboden erhöht die Zahl der Frosttage.

Wenn diese Gesetzmässigkeit bei Betrachtung der Jahressummen weniger scharf hervortritt, weil die lokalen Verhältnisse auf die Zahl der Frosttage in den Frühjahrs- und Herbstmonaten einen ausserordentlich grossen Einfluss ausüben, so tritt dieselbe um so deutlicher hervor, wenn man die Zahl der Frosttage während des meteorologischen Winters (Dezember bis Februar) betrachtet. In der That wird man nur wenige Stationen finden, welche man nicht unter die oben angeführten Gesichtspunkte bringen könnte. Weit mehr als bei den Jahressummen tritt hier die grössere Begünstigung des Westen und der küstennahen Gegenden hervor.«

Die Tabelle, welche die mittlere Zahl der Eistage (an welchen auch das Maximum der Temperatur unter 0° bleibt) enthält, zeigt, dass sich der Einfluss der geographischen Breiten hierauf unverkennbar geltend macht. Der Südwesten des Gebietes (Trier, Darmstadt) erscheint nämlich in dieser Hinsicht entschieden vor dem Nordwesten (Helgoland) bevorzugt. Der Osten ist wiederum besonders ungünstig gestellt. Die Stationen östlich der Elbe haben allgemein mehr als 20 Eistage im Jahre; ihre Zahl steigt im äussersten Nordosten bis auf über 47. Die Seehöhe ist von noch weit grösserem Einflusse als bei den Frosttagen. Es ist dies leicht erklärlich, wenn man bedenkt, dass die Temperaturabnahme mit der Höhe zur warmen Tageszeit eine viel bedeutendere ist, als in den Nachtstunden. Die Schneekoppe mit 138 Eistagen übertrifft sämtliche übrigen Stationen um ein Bedeutendes. Dagegen machen sich örtliche Verhältnisse so gut wie gar nicht geltend. Die Zahl der Eistage zu Eichberg und Lauenburg in Pommern unterscheidet sich in nichts von derjenigen der umgebenden Stationen. Allgemein lassen sich folgende Gesetze aufstellen:

1. Die Zahl der Eistage nimmt in der Richtung von SW nach NO schnell zu.

2. Dieselbe wächst ferner schnell mit zunehmender Seehöhe. Durchschnittlich dürfte bei 100 *m* Steigung die Zahl der Eistage sich um etwa sechs vermehren.

3. Örtliche Verhältnisse üben keinerlei oder doch nur sehr geringfügigen Einfluss aus.

Auf eine Erscheinung möge noch aufmerksam gemacht werden. Schon mehrfach ist namentlich durch Hellmann[1]) darauf hingewiesen worden, dass die der Ostsee benachbarten Landesteile im Spätwinter (Februar, März) ganz ausserordentlich kalt sind. Die Erklärung hierfür ist darin zu suchen, dass die Eisbedeckung der nördlichen Ostsee abkühlend auf die angrenzenden Landesteile bis weit nach S hin wirkt. Da der NO Europas im Spätwinter bei vorhandener Eisdecke als eine ausgedehnte Landmasse anzusehen ist, so wird gerade um diese Jahreszeit besonders häufig ein Hochdruckgebiet über jenen Gegenden lagern, so dass namentlich der östliche Teil der deutschen Ostsee noch oft von den aus denselben abfliessenden nordöstlichen Winden beeinflusst wird, während in grösserer Entfernung von diesem Hochdruckgebiete die stärkere Erwärmung durch die bereits höher stehende Sonne sich mehr geltend macht. Dies zeigt sich auch wiederum in unserem Falle bestätigt: Sowohl die Zahl der Frosttage als auch diejenige der Eistage ist im Februar und März bei den an die Ostsee grenzenden Stationen ausserordentlich gross; Memel zählt im Februar sogar beinahe eben soviel Eistage als im Januar. Memel und Königsberg haben selbst im

[1]) G. Hellmann: Über die Veränderlichkeit der Temperatur in Norddeutschland.

März noch nahezu ebenso viele Frosttage als im Januar, während z. B. in Trier sich die Zahl derselben in diesen zwei Monaten um acht verringert hat.

Der Vergleich der fünfzehnjährigen mit den langjährigen Mitteln führt zu dem überraschenden Resultate, dass in bezug auf die Zahl der Eistage die zehnjährigen Mittel an allen vier Stationen nahezu mit den langjährigen übereinstimmen, so dass dieselben ungefähr als die normalen Werte angesehen werden können.«

Die Tabelle, welche eine Übersicht über die Zahl der Sommertage giebt, zeigt sofort, dass wir es hier mit einer ganz andern Verteilung der Temperatur zu thun haben, als bisher, wie dieselbe eben der warmen Jahreszeit entspricht. »Eine besonders hohe Zahl von Sommertagen weist der Süden des Gebietes auf, und zwar sowohl der Südwesten (Trier, Darmstadt) als auch der Südosten (Ratibor), woselbst bis über 40 beobachtet werden.

Langsam und mit mehrfachen, wohl durch die Bodenbeschaffenheit bedingten Unterbrechungen nimmt die Zahl der Sommertage nach N hin ab, bis mit der Annäherung an die Küste ein plötzlicher und ausserordentlich schneller Abfall eintritt; denn während z. B. Königsberg noch 28 zählt, hat Memel deren nur noch 13. Das Minimum findet sich im Nordwesten (Helgoland 3, Westerland 4). Es macht sich demnach die Erwärmung der kontinentaler gelegenen östlichen Landesteile im Sommer in der Weise geltend, dass unter sonst gleicher Breite und gleicher Entfernung von der Küste östlicher gelegene Stationen mehr Sommertage aufweisen, als weiter im Westen gelegene.

Ausserordentlich deutlich tritt ferner der Einfluss der Seehöhe hervor, ist doch die Temperaturabnahme mit der Höhe im Sommer und zur warmen Tageszeit besonders stark. In Klausthal ist die Zahl der Sommertage nur ein Drittel von der in Braunschweig beobachteten. Auf der Schneekoppe gab es während der Periode 1880 bis 1894 überhaupt nur einmal eine Temperatur von über 25°, nämlich am 20. August 1892; es wurden damals 25.9° beobachtet, während in der Ebene (Breslau) an diesem Tage 36.9° herrschten.

Im allgemeinen gelten demnach für die Verteilung der Sommertage folgende Gesetze:

1. Es macht sich ein grosser Unterschied zwischen Küste und Binnenland geltend, indem an der Küste erheblich weniger Sommertage zur Beobachtung gelangen, als weiter im Innern.

2. Im Binnenlande sind die Unterschiede im allgemeinen gering, doch ist eine Zunahme in der Richtung von N nach S unverkennbar.

3. Auf dem ganzen Gebiete, sowohl an der Küste als auch im Binnenlande, findet man unter gleicher Breite mehr Sommertage im Osten als im Westen.

4. Mit zunehmender Seehöhe nimmt die Zahl der Sommertage schnell ab.

Bei dem Vergleiche des fünfzehnjährigen Mittel mit dem vieljährigen erwies sich die Periode 1880 bis 1894 wiederum an allen vier Stationen als sehr normal, so dass es wahrscheinlich erscheint, dass das Verhältnis an den übrigen Orten ein gleich günstiges ist, wenngleich dies nicht direkt nachgewiesen werden kann.

Nachdem im vorstehenden eine allgemeine Darstellung der Verteilung der Frost-, Eis- und Sommertage gegeben worden ist, soll noch versucht werden, einige spezielle Schlussfolgerungen aus den Tabellen zu ziehen. Bei aufmerksamer Betrachtung derselben wird es auffallen, dass an den meisten Stationen die Zahl der Frosttage im Mai so gering ist, dass man in diesem Monate höchstens jedes dritte oder vierte Jahr auf Frost rechnen dürfte. Ja, einige Stationen des SW, z. B. Wiesbaden, waren in der Periode 1880 bis 1894 überhaupt frostfrei. Dies steht mit der allgemeinen Erfahrung im offenbaren Widerspruche, dass fast in jedem Jahre im Mai der Pflanzenwelt durch Frost empfindlicher Schaden zugefügt wird; gerade in den südwestlichen Landesteilen, woselbst im Frühjahre die Vegetation besonders weit vorgeschritten zu sein pflegt, ist der Frostschaden an Weinstöcken und andern empfindlichen Pflanzen meist ein bedeutender. Der Grund dieses scheinbaren Widerspruches ist darin zu suchen, dass in klaren und stillen Nächten die Oberflächen von Gegenständen sich weit stärker abkühlen als die Luft, so dass die Pflanzenteile eine Temperatur von weit unter 0° annehmen können, während die Luft in geringer Höhe über dem Erdboden noch lange nicht so sehr erkaltet ist. Ein Frosttag in diesem Sinne ist wohl zu unterscheiden von dem »Frosttage« im meteorologischen Sinne.

Letzterer dürfte eher, wenn auch nicht absolut, so doch annähernd, mit dem Begriffe »Wintertag« identisch sein, während man die Tage mit Frosterscheinungen überhaupt treffend als »Tage mit Nachtfrost« bezeichnen kann. Dieselben zeichnen sich durchweg durch mehr oder weniger starke Reifbildung aus und es liegt daher eine möglichst genaue Aufzeichnung der Tage mit Reif im Interesse der landwirtschaftlichen Meteorologie.

Betrachten wir zum Schlusse noch die Tabelle, welche über die Zahl der Sommertage Aufschluss geben soll. Diese Zahl könnte gering erscheinen; sie ist es aber durchaus nicht, wenn wir bedenken, dass unter »Sommertagen« nur diejenigen verstanden sind, an welchen das Maximum der Lufttemperatur 25° C. überschreitet. Es deckt sich eben wiederum die Bezeichnung der Meteorologen nicht mit dem eigentlichen Begriffe eines Sommertages; indem nicht alle sommerlich warmen, sondern nur diejenigen Tage unter diesem Namen zusammengefasst sind, an welchen die Wärme uns lästig zu werden pflegt. Die Bezeichnung »Hitzetage« oder »heisse Tage« dürfte daher entschieden zutreffender sein.«

Die klimatischen Verhältnisse von Edinburgh sind von Mossmann auf Grund 138 jähriger Aufzeichnungen untersucht worden [1]), besonders auch von dem Gesichtspunkte aus, ob die Witterung in der Zeit seit 1731 eine allgemeine Änderung erlitten habe. Das Resultat der Untersuchung ist, dass keine merkliche Änderung stattgefunden hat. Die mittlere Temperatur, Druck, Regenfall und die Richtung des Windes waren dieselben wie gegenwärtig, und auch die relative Verteilung gewisser Erscheinungen im Jahre zeigt keinerlei Veränderung. Die mittlere Temperatur und Feuchtigkeit, wie sie bei verschiedenen Winden beobachtet wurde, wurde für verschiedene Perioden zusammengestellt, und zwar einschliesslich 1731—1736 und 1887—1894. Es ergab sich dabei das Resultat, dass im wesentlichen die klimatischen Verhältnisse der Winde dieselben, in der neuesten Zeit und im Beginne des 18. Jahrhundertes waren.

In bezug auf Wetterperioden wurden die Daten nach Bloxam's Methode ausgeglichen, um Unregelmässigkeiten zu eliminieren. Die so erhaltenen Werte wurden graphisch aufgetragen, und es zeigte sich dabei, dass keinerlei Cyklus oder Cyklen bemerkbar waren, im Gegenteile die warmen und kalten, trockenen und feuchten Perioden zeigten grosse Unregelmässigkeiten.

Im allgemeinen gesprochen, kann man sagen, dass von 1777 bis 1809 warme Sommer und kalte Winter, dagegen von 1860 bis 1892 umgekehrte Verhältnisse vorwiegend waren. Es liegt also ein gut Teil Wahrheit in dem Volksglauben, aber es liegt kein Grund vor, zu behaupten, dass der Wechsel ein andauernder sei.

Ein sehr bemerkenswertes Ereignis waren die grossen Schneestürme während des ersten Viertels des gegenwärtigen Jahrhunderts. Diese nordischen Besucher waren von einer Strenge, Ausdehnung und Dauer, wie man sie in der neuern Zeit nie beobachtet hat. Eine andere interessante Thatsache war die ungewöhnliche Häufigkeit der Gewitter in den letzten 25 Jahren. Die wärmsten Jahre waren 1779 und 1846 mit Mitteltemperaturen von 9.8° C., während das kälteste Jahr 1879 war mit einer Mitteltemperatur von 6.6° C. Der wärmste Monat war der Juli 1779, der kälteste Januar 1814, die Mitteltemperaturen waren bezw.: 18.4 und —3.1° C. Das nasseste Jahr war 1872 mit einem Regenfalle von 990 *mm*, das trockenste 1826 mit 388 *mm*. Die Mitteltemperatur ist 8.2° C., die mittlere Niederschlagssumme 657 *mm*.

Trockenheiten werden von Mossmann definiert als Perioden von mehr als 14 Tagen, in welchen absolut kein Niederschlag fiel. Als starke Regen sollen jene bezeichnet werden, bei welchen 1 Zoll (25 *mm*) und mehr in 24 Stunden fielen. Die zur Diskussion verwendbaren Daten erstreckten sich über 92 von den letzten 126 Jahren. Die Beobachtungen der andern 34 Jahre konnten nicht verwendet werden, weil der Regen nicht täglich gemessen wurde.

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 152 ff.

Trockenheiten durch 14 Tage waren am häufigsten im Juni, es wurden zehn Fälle unter 65 notiert; November kommt an letzter Stelle mit nur zwei Fällen. In 16 Fällen waren 20 oder mehr aufeinanderfolgende Tage ohne Regen, und in fünf von diesen fiel durch vier Wochen kein Regen. Die längste Trockenheit währte vom 24. Mai bis 25. Juni 1786, es waren 33 Tage ohne jeden Niederschlag.

Die Jahre 1786, 1825, 1829 und 1867 hatten jedes drei Trockenperioden, dagegen wurden von Februar 1787 bis Juli 1795, d. i. in über 80 Jahren, keine beobachtet.

Die Gesamtsumme der starken Regen in der besprochenen Periode war 165, d. i. etwa zwei Fälle pro Jahr. Die grossen Regenfälle waren aber in der willkürlichsten Art verteilt; nicht weniger als acht kamen im Jahre 1808 vor, während nicht ein Fall von September 1884 bis August 1889 vorkam. Die meisten Fälle traten im August ein (33), aber sehr wenige im Frühjahre (17). Selten waren die grossen Niederschläge mit Gewittern verbunden, die meisten kamen vor, wenn sich eine kleine lokale Depression nach O bewegte. Die Fälle wurden auch je nach der Windrichtung untersucht, wobei auf 1000 Tage jeden Windes die folgenden Anzahlen starker Regen entfielen:

N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
6	10	9	6	2	3	3	4

also in der Majorität der Fälle bei Seewind.

Die Sonnenstrahlung in verschiedenen Gegenden Italiens ist von P. Tacchini untersucht worden[1]), auf Grund der Beobachtungen zu Rom, Turin, Padua, Aquila, Lecce und Palermo. Der Zeitraum, über den die Beobachtungen sich erstrecken, ist zu kurz, um sichere Werte dieser klimatischen Konstanten zu geben, indessen bieten sie doch einen ersten Anhaltspunkt für den allgemeinen jährlichen Gang der Sonnenstrahlung in verschiedenen Teilen Italiens. In einer Tabelle sind die relativen Werte der mittlern Insolation für jede Dekade eines jeden Monates und der relative Insolationskoeffizient, d. h. das Verhältnis zwischen der beobachteten Insolation und der Tagesdauer (der möglichen Sonnenstrahlung), zusammengestellt. Es ergiebt sich, dass das Maximum der Insolation pro Tag in die zweite Dekade des Juli fällt in Aquila, Rom, Lecce und Palermo, während es in Padua auf die dritte Dekade übergeht und sich auch in der ersten und zweiten Dekade des August noch hoch hält; in Turin tritt das Maximum in der zweiten Dekade des August auf. Diese Verschiebung im Po-Thale hängt offenbar zusammen mit der Gewitterperiode dieser Gegenden. Der Monat stärkster Sonnenstrahlung ist demnach der Juli für die Stationen Padua, Rom, Aquila, Lecce und Palermo, und der August für Turin.

[1]) Rendiconti Reale Accad. dei Lincei 1897. Ser. 5. 6. (1) p. 199.

Das Maximum der Sonnenstrahlung tritt in Turin im Januar ein und im Monat Dezember für alle übrigen Stationen. Bezüglich der jährlichen Insolation findet man das Minimum (157.07 Stunden Dekadenmittel) in Turin und das Maximum (242.93) in Lecce; die übrigen Stationen sind verhältnismässig wenig voneinander verschieden und zeigen eine von N nach S zunehmende Insolation. Merkwürdigerweise findet sich an allen sechs Stationen eine Abnahme der Dauer des Sonnenscheines in der zweiten Dekade des März.

Das Klima Astrachans wurde von F. Schperk in einem grossen, russisch geschriebenen Werke dargestellt, von dem A. Woeikof eine lichtvolle Analyse giebt[1]).

Das Klima Astrachans ist trotz der Nähe des Kaspisees ein sehr kontinentales, weil O- und NO-Winde sehr vorwalten und teils direkt trockene Luft aus den Steppen bringen, teils darum trocken sind, weil sie aus kältern Gegenden kommen, die Luft also sich von dem Sättigungspunkte entfernt. Die Niederschläge sind in allen Monaten gering, und der Menge nach gehört Astrachan keinem bestimmten Gebiete an, die Zahl der Tage mit Niederschlag, wie auch die relative Feuchtigkeit und Bewölkung sind in den kältern Monaten grösser als in den wärmern. Wenn der Kaspisee keinen sehr bedeutenden Einfluss auf das Klima Astrachans ausübt, so ist es doch bei weitem nicht so trocken, als in der Umgegend in derselben Entfernung vom See, denn das Wolgadelta mit seinen zahlreichen Armen und namentlich seinen hohen Schilfsümpfen bereichert die Luft mit Wasserdampf. Wie gross dieser Einfluss ist, kann noch nicht entschieden werden, denn die einzigen Beobachtungen in der Nähe der Stadt wurden an Orten gemacht, welche viel mehr unter dem Einflusse der Gewässer stehen als Astrachan.

Der Verf. bemerkt, für das Klima wären die Antizyklonen Westsibiriens und Turkestans ebenso wichtig, wie die vom Atlantic kommenden Zyklonen für das Klima Nord- und Westrusslands.

Die Stürme in Astrachan sind meistens antizyklonische oder zwischen Zyklonen und Antizyklonen, und die überhaupt vorwaltenden NO- und O-Winde sind auch die häufigsten bei Stürmen, jedoch auch W-Windrichtungen kommen vor.

Über die kältesten und wärmsten Mitteltemperaturen der einzelnen Monate finden wir folgende Betrachtungen:

Januar 1848 mit —17.8° war der kälteste Monat in Astrachan, am nächsten kommt ihm Januar 1838 —15,5°. Kein Januar in 48 Jahren hatte sonst eine Temperatur unter —11.7°[2]). Der wärmste 1879 hatte —0.9°.

Der kälteste Februar 1748 hatte —11.9°, sonst noch 5 unter —11°. Der wärmste 1844 0.4°.

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1897. p. 254.

[2]) Später sind wieder kältere Monate vorgekommen, namentlich Januar 1893 —14.1°.

Der kälteste März 1860 mit —7.8° übertraf alle andern Märze bedeutend, der nächst kälteste in 1841 hatte —5.5°, der wärmste 1877 4.7°, und war etwas wärmer als der kälteste April 1854, welcher eine Temperatur von 4.4° hatte, der wärmste in 1872 hatte 14.7°.

Der kälteste Dezember 1839 hatte —10.4°, sehr nahe kommt ihm 1862 mit —9.7°, der wärmste 1874 3.8° und zweimal noch über 3.8°.

Der Verf. berechnete die Mitteltemperaturen der einzelnen Tage für 16 Jahre, als Winter werden die Tage bezeichnet, welche im Mittel eine Mitteltemperatur unter 0° haben, als Frühlings- und Herbsttage zwischen 0° und 15° und Sommertage über 15°; so dauert in Astrachan im Mittel

der Winter	96	Tage,	Anfang	8. Dezember.
» Frühling	50	»	»	15. März,
» Sommer	145	»	»	5. Mai,
» Herbst	74	»	»	26. September.

Also ein relativ kurzer Frühling und ein langer Herbst.

Dies ist dadurch bewirkt, dass im Südosten des europäischen Russland und der benachbarten Steppen Turkestans Februar und März relativ sehr kalt sind, von April an aber sozusagen das kontinentale Klima zur Geltung kommt und die Erwärmung rasch fortschreitet.

Nach Wahlen[1]) fällt im 44jährigen Mittel der kälteste Tag in Astrachan auf den 2. Februar —8.8° und die vier ersten Tage des Februar haben Temperaturen unter —8°, im Januar ist dies an fünf Tagen der Fall, jedoch nur an zwei aufeinanderfolgenden. Der 2. März hat noch —4.7°, der erste Tag über Null ist der 20. März mit 0.04°, am 17. April wird 10.1° erreicht, und die Temperatur steigt rasch bis zum 19. Mai, sie ist dann 19.6° und sinkt bis zum 22. auf 18.6°. Dies ist der erheblichste Rückgang vom 2. Februar an. Die Temperatur steigt dann, mit kurzen Rückgängen, bis zum 15. Juni, 23.2° erreichend, und sinkt bis zum 20. auf 22.7°. Diese Abkühlung, meistens mit Trübung und Niederschlägen begleitet, ist überhaupt an der mittlern und untern Wolga bekannt.

Die höchste Temperatur 26.1° ist am 16. Juli und sinkt sehr langsam, mit häufigen Unterbrechungen, bis zum 11. August, dem letzten Tage mit 25°. Noch in der ersten Hälfte des September ist die Abnahme langsam, dann rascher, so z. B. am 14. 18.0°, am 27. 14.0°, am 2. Oktober 13.7°, 1. November 6.5°, 25. November 0.9°, im Dezember ist der Gang unregelmässig, noch am 10. —1.6°, am 21. —6.6°, vom 23. bis zum 29. über —5°.

Nach der Berechnung Wahlen's (nach der Lambert-Bessel'schen Formel) fällt das Minimum auf den 26. Januar, das erste Medium 79 Tage später, das Maximum auf den 20. Juli, d. h. 95 Tage

[1]) Wahre Tagesmittel an 13 Stationen des russischen Reiches.

nach dem Medium, das zweite Medium 91 Tage nach dem Maximum und das Minimum 100 Tage nach dem Medium. Die steigende Temperatur dauert also 174 Tage, die fallende 191 Tage.

Sehr dankenswert sind die Zahlen und namentlich die Bemerkungen über das Gefrieren der Wolga und des benachbarten Teiles des Kaspisees. Der mittlere Tag des Eisganges für 80 Jahre, von 1804—1884 mit Lücken, ist der 24. März, am frühesten 21. Februar (1855), spätestens 18. April (1832). Im Februar Eisgang dreimal, im April fünfzehnmal. Gefrieren des Flusses im Mittel am 13. Dezember, am frühesten 9. November (1853) und 13. November (1805), am spätesten 6. Februar (1857) und 30. Januar (1812). Im Winter 1770—1771 soll der Fluss gar nicht zugefroren sein.

Einige Bemerkungen über den Gang des Gefrierens des Kaspisees in der Nähe des Wolgadeltas mögen hier Platz finden. Der See ist hier sehr seicht, das Wasser fast süss. Im Winter bilden sich sogenannte Torosse, d. h. Eisschichtungen, welche dadurch entstehen, dass starke Seewinde (S und SO) das dünne Eis brechen und auf schon festeres, weil älteres Eis näher am Ufer schichten. Es bilden sich Torosse bis zu 1 Werst im Durchmesser und 3 Saschen (etwa 7 *m*) Höhe. Die untere Eisfläche bricht unter der Last und senkt sich bis an den Grund, und, wenn starker Frost kommt, frieren sie auf dem Grunde fest. Dieses geschieht am häufigsten in dem seichtesten NO-Teile des Kaspisees. Ausserdem zerbrechen die schwimmenden Eisfelder unter dem Einflusse der Zu- und Abnahme der Wasserhöhe und durch den Einfluss starken Frostes. Wenn dann Seewinde kommen, wird das Eis aufeinander geschichtet; kommen Landwinde (W und NW), so wird das Eis seewärts getrieben, und die Eisschollen werden voneinander getrennt. Nicht selten verunglücken Fischer und Seehundjäger durch solchen Eisbruch, namentlich wenn die Landwinde andauern.

An den Ufern des Kaspisees, wo im Sommer eine echt tropische Hitze herrscht, kann man also im Winter Bilder sehen, welche an die Berichte von Weyprecht, Nansen und anderer Polarforscher erinnern.

Die Wetterprognosen auf längere Zeit voraus in Indien bildeten den Gegenstand einer lichtvollen Darstellung von Douglas Archibald[1]). Die Aufstellung der Monsunprognosen in Indien beruht gegenwärtig auf drei oder vier Hauptsätzen, deren Gründe bis jetzt nur teilweise verstanden werden. Verknüpft damit wird ein bedeutender Betrag von Deduktion aus rationellen Hypothesen, Vergleichung mit gegenwärtigen und vorhergehenden Zuständen auf den massgebenden Gebieten, Analogie mit ähnlichen Zuständen in frühern

---

[1]) Annalen der Hydrographie 1897. p. 128 ff.

Jahren und Abänderung des gewonnenen Resultates gemäss der erkannten Andauer örtlicher Abweichungen.

Die bestimmenden Einflüsse können eingeteilt werden in 1. örtliche und 2. allgemeine. Die örtlichen Einflüsse, welche früher als die wichtigsten und thatsächlich entscheidenden Ursachen des Monsuns angesehen wurden, haben sich in den letzten Jahren, besonders seit der Veröffentlichung der Wetterkarten vom Indischen Ozean, als denjenigen untergeordnet erwiesen, die offenbar die Stärke und Eigenschaften der Monsunströmung selbst regieren.

Für den Sommer oder den Südwestmonsun sind diese örtlichen Einflüsse folgende:

a) Der Schneefall in der vorhergehenden kalten Jahreszeit, und b) die lokalen Anomalien über Indien und den angrenzenden Meeren während der dem Monsun vorhergehenden Monate, die auf den monatlichen Abweichungskarten erkennbar werden. Eine Zeitlang glaubte man, in dem erstern den Schlüssel für das Problem der Dürren und der schweren Regen über dem ganzen Lande gefunden zu haben, indem spärlicher Regen auf grossen Schneefall folgte. Die Erfahrung hat indessen gezeigt, dass zwar reichlicher Schneefall auf dem Himalaya, besonders spät im Frühlinge, wie im April und Mai, einen ausgesprochenen Einfluss ausübt, indem er den Eintritt des Monsuns verzögert, bezw. seinen Fortschritt hemmt über denjenigen Teilen von Oberindien, welche die von diesem exzessiven Schneefalle betroffenen Gebirge umsäumen, dass aber das Gegenteil nicht so wirksam sich zeigt, und dass die Wirkung durch den Einbruch eines besonders kräftigen Monsuns in Indien aufgehoben werden kann. Dieser letztere Umstand wird aber durch Einflüsse reguliert, welche mit dem Kreislaufe der Atmosphäre in allen Höhen und über einer ganzen Halbkugel zusammenhängen und daher viel zu gross sind, um ernstlich durch die lokale Gegenwirkung eines vergleichsweise kleinen, mit Schnee bedeckten Gebietes verändert zu werden.

Dennoch sind die Berichte über den winterlichen Schneefall im Himalaya von beträchtlicher Wichtigkeit bei der Abschätzung der komplexen Wahrscheinlichkeit eines frühen oder späten, günstigen oder ungünstigen Monsuns, und bilden eine der öffentlich anerkannten Grundlagen, auf welchen die endliche Vorhersagung im Mai aufgebaut wird.

Der zweite, einst als alles entscheidend und auch jetzt als sehr bedeutsam in der Bestimmung der durchschnittlichen örtlichen und provinziellen Schwankungen des Wetters während des Monsuns angenommene Faktor b) wird nach der synoptischen Darstellung der Temperatur und besonders der Druckabweichungen beurteilt, die auf den monatlichen Abweichungskarten der dem Monsun vorangehenden heissen Jahreszeit dargestellt sind.

Diese Abweichungen erweisen sich als mehr oder weniger auch während des ganzen Südwestmonsuns fortdauernd und weisen auf

diejenigen Striche, welche durch die regenbringenden zyklonischen Wirbel der Regenzeit bevorzugt oder gemieden werden. Wie Blanford in seiner klassischen Arbeit über den Regenfall in Indien bewiesen hat, weisen sie mehr auf eine Abhängigkeit der Depressionsbahnen von einer vorherrschenden Verteilung des Luftdruckes, als auf eine blosse Beeinflussung des mittlern Luftdruckes durch den Vorübergang der barometrischen Depressionen hin.

Die Umstände, die den plötzlichen Ausbruch des Monsuns in der ersten Juniwoche bedingen, sind vor kurzem von Eliot in seiner Abhandlung über den Charakter der Luftbewegung auf den indischen Meeren und dem äquatorialen Gürtel während der Zeit des Südwestmonsuns anschaulich beschrieben worden, die im Januarhefte 1896 des »Quart. Journ. of the R. Meteorol. Soc.« erschienen ist.

Ein sorgfältiges Studium der indischen Monsunkarten und der Luftdruckverhältnisse über dem äquatorialen Gebiete hat gezeigt, dass die Nordwärtsbewegung der Sonne und die Ausbildung eines Wärmeherdes über dem Festlandgebiete von Indien die Wirkung hat, den nördlichen Abhang des äquatorialen atmosphärischen Thales abzuschwächen, in dessen Thalweg die normalen Nordost- und Südostpassate endigen, bezw. aufsteigen, und schliesslich die aufsteigende Bewegung des letztern zu hemmen. Sein infolge davon sich einstellender horizontaler Abfluss nach Norden, nach Art eines aufgestauten Lavastromes, nach dem neu entwickelten Herde aufsteigender Bewegung über den indischen Landmassen, stellt sich in der zweiten Hälfte des Mai ein, gleichzeitig mit einer plötzlichen Zunahme des Luftdruckes über dem Äquator und einer entsprechenden Ausbildung des nordwärts gerichteten Gradienten.

Diese plötzliche Umformung wird zudem anscheinend mehr beeinflusst durch Änderungen im Drucke südlich vom Äquator, die von der jahreszeitlichen Schwankung in der Stärke der permanenten Südpolarzyklone abhängen, als von irgend welchen lokalen Erscheinungen in Indien und Südasien, obwohl möglicherweise die allgemeinen Zustände über dem letztern dabei mitwirken.

Es ist also der südliche Indische Ozean das Gebiet, auf welches heute die Aufmerksamkeit derjenigen vor allem gerichtet ist, die den Monsun für Indien vorhersagen sollen. Dort suchen sie sich frühzeitig über die Änderungen in der »vis a tergo« zu unterrichten.

Sobald die Strömung das indische Landgebiet erreicht, füllt sie die lokalen Ungleichheiten in der dortigen Druckmulde aus; und da nach der Regel der Fortdauer des aufsteigenden Stromes solche lokalen Besonderheiten, wenn sie einmal sich eingestellt haben, die Tendenz haben, fortzudauern, so ist der Vorhersagende befähigt, die wahrscheinlichen örtlichen Abweichungen zu bestimmen, welche einen praktisch so wertvollen Teil der Vorhersage bilden; es geschieht dies auf der Voraussetzung eines normalen oder ungewöhnlich starken oder schwachen Monsuns — einer Unterscheidung, die gewöhnlich bei seinem ersten Auftreten erkennbar wird. Die Wirkungen dieser

und anderer geringerer örtlicher Einflüsse unterliegen nämlich alle ernsten Modifikationen durch

2. den Charakter und die Stärke der Monsunströmung im allgemeinen.

Es ist jetzt einer der festangenommenen Sätze der indischen Meteorologie, welche dem Fleisse und der Umsicht ihres jetzigen Leiters zu verdanken ist, dass die vorhergehenden, durch thermische Ursachen erzeugten örtlichen Anomalien über Indien zwar den Charakter der Luftströmung modifizieren und ihre örtlichen Wirkungen beeinflussen, keineswegs aber, wie es früher angenommen wurde, dessen nächste Ursache sind, und dass die Schwankungen in der allgemeinen Stärke und Art der Luftströmung zwischen den verschiedenen Jahren mehr das Ergebnis von Einwirkungen sind, welche südlich vom Äquator statthaben, als von den besondern Bedingungen über dem Landgebiete von Südasien.

Die Ausdehnung des Beobachtungsgebietes bis nach Mauritius und den Seychellen ist die logische Folge dieses Satzes; und obwohl das zur Zeit verfügbare Material in der Form meist empirisch ist, erweist es sich, dass die spätere wesentliche Einheit des Südostpassates und des Südwestmonsuns gestattet, frühe Nachrichten über den Charakter des erstern aus dem südlichen Ozean als empirisches Anzeichen des Wettercharakters zu benutzen, den der letztere tragen wird, sobald der Zusammenhang zwischen beiden über den Äquator hinweg sich hergestellt hat. Ein starker Passat lässt einen starken Monsun und also eine gute Regenzeit in Indien erwarten, ausser wo diesem örtliche Bedingungen entgegenwirken.

Die Vorhersage für den Sommermonsun wird um die vierte Woche des Mai vorläufig aufgestellt, aber zurückgehalten, bis Symptome des kommenden Monsuns sich in Bombay zeigen, um die letzten Nachrichten aufzunehmen. Dies geschieht durchschnittlich am 6. oder 7. Juni in Bombay, und es dauert dann oft zwei bis drei Wochen, bis er das Pandjab erreicht.

Die Ausarbeitung der Prognose für ein Gebiet, das halb so gross ist wie die Vereinigten Staaten, ist keine leichte Sache, da jeder Faktor von Eliot aufs sorgfältigste in Erwägung gezogen wird; sie nimmt, nachdem alle Karten und Daten fertiggestellt sind, eine Woche in Anspruch.

Zwei Punkte, von denen der landwirtschaftliche Wert der Monsunregen in solchem Masse abhängt, lassen sich gegenwärtig nur teilweise voraus erkennen: 1. die Wahrscheinlichkeit einer längern Unterbrechung in den Regen im Juli oder August, und 2. die Wahrscheinlichkeit eines ungewöhnlich frühen Aufhörens der Regen in Oberindien oder Bengalen. Jede Unterbrechung hängt hauptsächlich von der relativen Stärke der beiden Äste der Monsunströmung ab, indem sie stattfindet, wenn die vom Arabischen Meere kommende Luftströmung schwach ist, während dieses frühe Aufhören abhängt von dem frühen Eintritte des hohen Luftdruckes über

Nordwestindien und dem nördlichen Barma, wodurch der Gradient umgekehrt und der Monsun aus der Bai von Bengalen ausgetrieben wird. Diese Bedingungen können nur durch Analogie mit frühern Jahren, die ähnliche Züge darboten, auf Monate vorhergesagt werden. Nachdem sie sich aber einmal eingestellt haben, können sie benutzt werden, um die Wahrscheinlichkeit eines frühen oder späten Eintrittes der Regen mit dem Wintermonsun zu bestimmen.

Der Regenfall mit diesem letztern hat, so unbedeutend er im Vergleiche zu jenem des Sommers ist, grossen Wert für die Landwirtschaft, da von seiner Anwesenheit das Schicksal der »Rabi«-Ernte gänzlich abhängt.

Es ist zur Zeit nicht möglich, direkte Nachrichten über den Charakter des Wintermonsuns[1]) vor dessen Niedersteigen in die Ebene des nördlichen Indiens im Dezember zu erhalten, da dieser in einer Höhe von 10000 Fuss über dem Meere herrscht und seinen Wasserdampf in Stürmen niederschlägt, die über den Plateaus von Afghanistan und Persien ausgebreitet sind. Es ist indessen neuerdings ein Merkmal dafür in den vertikalen Anomalien des Luftdruckes der unmittelbar vorhergehenden Monate entdeckt worden. Wenn die Differenzen des Luftdruckes zwischen den Stationen in der Ebene und den Bergstationen in etwa 7000 Fuss Höhe grösser sind als im Durchschnitte, so ist dies ein Anzeichen dafür, dass der kommende Winter trocken und frei von Stürmen sein werde, sind sie kleiner, so gilt genau das Umgekehrte.

Da der Charakter des Wintermonsuns sich auffallend beständig zeigt — vermutlich weil er als obere Luftströmung von örtlichen und Bodeneinflüssen frei ist —, so erweist sich seine Vorhersage nach dieser blossen empirischen Aufeinanderfolge als merkwürdig zuverlässig.

Es kommen hierzu noch einige Aufeinanderfolgen, die vor einigen Jahren zuerst bemerkt wurden und zur Bestätigung der aus den vertikalen Luftdruckanomalien gezogenen Schlüsse Wert haben, z. B. die Wahrscheinlichkeit eines trockenen Winters nach einem schwachen und früh endenden Monsun und umgekehrt. Solche Aufeinanderfolgen sind indessen thatsächlich in einem allgemeinern Gesetz eingeschlossen, das anscheinend, wenn es auch zunächst nur empirisch in der Form ist, zu einer rationellen Erklärung der wichtigsten Schwankungen in beiden Monsunen zu führen vermag. Dieses Gesetz ist das Ergebnis einer kürzlich von Eliot ausgeführten Untersuchung über gewisse oszillatorische Druckveränderungen, welche dem ganzen Gebiete des Indischen Ozeans und Indiens gemeinsam sind.

Es hat sich gezeigt, dass die Monatsmittel des Luftdruckes in Indien einer Reihe von Schwankungen mit langer Periode und

---

[1]) Unter »Wintermonsun« versteht der Verfasser die obere südwestliche Luftströmung, nicht den sonst so bezeichneten Nordostmonsun; Blanford gebrauchte für die erstere den Namen »Antimonsun«.

ungefähr gleicher Amplitude unterliegen, die bis zu 1.7 *mm* ansteigt und in ihrer Dauer von 12 bis zu 24 Monaten schwankt; zwölf derselben haben in den letzten 20 Jahren stattgefunden.

Auf Mauritius finden dieselben Schwankungen in vollständig umgekehrtem Sinne statt; sie repräsentieren demnach grosse Fluktuationen in der jährlichen Luftbewegung, die zwischen Indien und dem südlichen Indischen Ozean in der Form von Monsunen vor sich geht. Sie sind in bezug auf die Phase direkt entgegengesetzt den vertikalen Anomalien. Mit andern Worten, diese Druckschwankungen stellen kompensierende Änderungen in dem horizontalen Lufttransporte über den Äquator und in den vertikalen Bewegungen am Nord- und Südende der Zirkulation vor, die aufs engste mit der Stärke und dem Charakter der Monsune verknüpft sind.

In ihrer Anwendung als Erfahrungssatz für die Wettervorhersage kann die Regel so gefasst werden: In Jahren, in denen die Luftdruckanomalie im Meeresspiegel derart ist, dass die Kurve während der Frühlingsmonate sinkt, kann man auf einen besonders regenreichen Südwestmonsun rechnen, und wiederum, wenn die Kurve dann ansteigt, wird es verhältnismässig trocken sein. Anderseits haben die Jahre mit ungewöhnlich starkem winterlichen Regenfalle zur Zeit des Nordostmonsuns die Tendenz, mit den Maxima jener Wellen der Druckanomalie zusammenzufallen, und Jahre geringern Winterregens mit den Minima derselben (im Meeresspiegel). Auf der Anhäufung solcher Aufeinanderfolgen und deren allmählicher Fassung in rationeller Form ist die Wissenschaft der Wettervorhersage auf lange Zeit voraus in Indien aufgebaut.

Das Auftreten der schweren Hungersnot in diesem Jahre ist ein Kommentar sowohl für den praktischen Wert der Monsunvorhersage, als für deren Grenzen. Von den vier Ursachen, welche Eliot in seiner Abhandlung über »Dürren und Hungersnöten in Indien« auseinandersetzt, die er dem meteorologischen Kongresse in Chicago 1893 vorgelegt hat, ist die jetzige Not der letzten zuzuschreiben, nämlich dem »ungewöhnlich frühen Aufhören der Regen des Südwestmonsuns. Dieser Umstand ist besonders verhängnisvoll für die Reisernten auf unbewässertem Boden.« Derselbe Umstand ist auch höchst verderblich für die Aussaat des Winter- oder »Rabi«-Getreides, welches im März reift, besonders wenn auch die Winterregen im Dezember und Januar nur spärlich sind.

Wie schon bemerkt, ist dieses frühe Aufhören des Südwestmonsuns eine der Erscheinungen, die zur Zeit noch ausserhalb der Wetterprognose liegen, obwohl es rasch offenbar wird, dass sie vom allgemeinen Zustande des Südostpassates auf dem Indischen Ozean abhängt. In dem »Forecast Circular«, das in diesem Jahre (1896) von Eliot unter dem Datum: »Simla, den 3. Juni«, herausgegeben wurde, ist die Aufmerksamkeit auf die Thatsache gelenkt worden, dass während der letzten zwei oder drei Jahre die »Ursachen für die grossen Schwankungen im Regenfalle von Indien offenbar in

abnormen Bedingungen ausserhalb des indischen Gebietes lagen und nicht in lokalen Eigentümlichkeiten oder abnormen meteorologischen Umständen in Indien selbst«.

Die Anomalien sind so bemerkenswert, dass sie in der folgenden Tabelle reproduziert sein mögen:

Jahr	Abweichung der Regenmenge vom Normalwerte in Indien	Desgleichen in Prozenten vom Mittel
1893	+ 227 *mm*	+ 22
1894	+ 165 »	+ 16
1895	— 74 »	— 7

Die dem Eintritte des Monsuns vorhergehenden Verhältnisse von Temperatur, Druck und Schneefall waren 1894 und 1895 fast identisch. Der Südostpassat war aber 1895 schwach, und das Ergebnis war ein ungenügender Monsun, der zudem drei Wochen früher als gewöhnlich endete.

Eine ähnliche Schwäche der Passate war auch in diesem Jahre bemerkbar, besonders bei den Seychellen. Deshalb fügte Eliot, obwohl er anerkennen musste, dass die lokalen Bedingungen günstig seien, den Vorbehalt hinzu: »Die Folgerungen sind mit mehr Vorsicht als gewöhnlich aufzunehmen«. Die Arena war für den Gladiator fertig, wenn er in gutem Zustande ankommen würde, aber der Kampf musste von seiner Stärke abhängen. Wie die Thatsachen gezeigt haben, war der Monsun-Gladiator nicht »up to form«, und das Gefecht endete einen Monat früher als gewöhnlich über ganz Nordindien und Barma, mit verhängnisvollen Folgen für die »Kharif«-Ernte. Es bleibt nun abzuwarten, ob die Winterregen unter oder über dem Mittel bleiben. Bis zum Ende dieses Monats (November), wo sich ihr Charakter in den vertikalen Druckanomalien erkennen lassen wird, kann eine vorläufige Prognose nur auf Grund der Regeln der Aufeinanderfolge aufgestellt werden.

Als Regel gilt, dass ein schwacher und früh aufhörender Monsun von schwachen Winterregen gefolgt wird. Also sind insoweit die Aussichten ernst. In solchem Falle ist aber, nach einer ebensolchen Regel der Aufeinanderfolge, die Regenmenge des nächstjährigen Sommermonsuns vermutlich ungewöhnlich gross, so dass die Hungersnot nicht länger als fernere sechs Monate dauern kann. Hoffen wir, dass die Anzeichen trügen, und dass andere Ursachen die gewöhnliche Reihenfolge über den Haufen werfen und einen guten Winterregenfall gestatten, der auf alle Fälle die Notzeit abkürzen würde, wenn er auch die Wirkungen des Unheils, das der September angerichtet hat, nicht aufheben könnte.

Es ist unmöglich, hier die strittige Frage mehr als nur zu streifen, inwieweit die Perioden der Sonnenflecken direkte Beziehungen zu den Monsunen in einer für die praktische Prognose verwendbaren Form zeigen. Zweifellos wird durch den Zustand der Sonne in allen Elementen des Wetters von Indien eine lange, wahrscheinlich elfjährige Schwankung von geringer Amplitude bewirkt, welche die Zeiten und besonders den Charakter der Sommer- und Winterregen

beeinflusst. Allein von Jahr zu Jahr ist diese Änderung zu gering und allzusehr von andern stärkern Schwankungen maskiert, welche von Wechseln in den Luftströmungen folgen, die schneller und weniger periodisch vor sich gehen, so dass sie in die jahreszeitliche Prognose nur als untergeordneter Faktor eintreten kann. Die Aufmerksamkeit der Behörde ist jetzt so sehr von diesen grössern einhalb- und zweijährigen Schwankungen in Anspruch genommen, dass sie sich der unzweifelhaft wichtigen Aufgabe der Feststellung des genauen Betrages der Sonnenfleckenperiode für die einzelnen Gegenden nicht zu widmen vermag.

Dass diese letztere indessen thatsächlich besteht, selbst in den Mitteln für das ganze Land, geht klar aus der folgenden Gruppierung der Jahresabweichungen für ganz Indien aus 1864 bis 1894 hervor, welche zeigt, dass die ganze Regenmenge etwas zu klein ist zur Zeit des Fleckenminimums und etwas zu gross in der entgegengesetzten Epoche.

Gruppe von Jahren	Anomalie der Regenmenge während des Südwestmonsuns ausgeglichene Zahlen
Die fünf Jahre um das Fleckenminimum . . .	— 10 *mm*
Die fünf Jahre um das Fleckenmaximum . . .	+ 53 »

Das Verhältnis zu den Sonnenflecken ist indessen in hohem Grade abhängig von der Örtlichkeit, indem es besonders ausgeprägt ist im Südwestmonsun über Ceylon und dem Carnatic, während in den Winterregen des nördlichen Indiens es sich mit entgegengesetzter Phase zeigt. Symptome eines frühen Auftretens des Monsuns in Jahren des Maximums und eines späten in Jahren des Minimums sind bemerkt worden; allein die allgemeine statistische Untersuchung der Frage auf rationeller Grundlage ist noch immer ein Desideratum, und zwar eines, das Eliot für wichtig genug hält, um die Aufmerksamkeit seiner Behörde zu beschäftigen, falls ihr die nötigen ergänzenden Hilfskräfte gegeben werden. Zur Zeit kann seine Ansicht über den Gegenstand, so weit dessen Wert für die praktische Prognose in Betracht kommt, folgendermassen ausgedrückt werden:

Nachdem alle andern Faktoren berücksichtigt sind, möge die Stellung des Jahres in der Fleckenperiode als ein Index für die Stetigkeit oder Veränderlichkeit seines allgemeinen Charakters genommen werden. So ist in Jahren des Fleckenmaximums der Monsun gleichmässiger verteilt, und sind die lokalen Anomalien dann minder ausgeprägt. Die Jahre um das Fleckenminimum dagegen zeichnen sich durch grössere örtliche Gegensätze und Unregelmässigkeiten aus. Ein Vergleich des Betrages der Anomalien mit den Sonnenflecken würde daher eine lohnende Untersuchung abgeben und vielleicht den Nachweis dafür liefern, dass diese denn doch eine viel grössere Wichtigkeit besitzen, als die geringen Schwankungen in den allgemeinen Durchschnitten heterogener Gebiete erkennen lassen.

Druck von Oskar Leiner in Leipzig. 42751